

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA,
METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA**

E.A.P. DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

**Sedimentología, estratigrafía y tectónica de la cuenca
puquio, departamento de Ayacucho**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Luis Alberto Ayala Carazas

Lima – Perú

2015



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

(Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA)

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO**

En el Salón de Grados y Títulos de la Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el día Miércoles 30 del mes de Setiembre del año 2015, siendo las 18:00 horas, en presencia de los señores docentes designados como miembros del Jurado Calificador:

MG. CIRO SERGIO BEDIA GUILLÉN
ING. LUIS GUILLERMO REYES RIVERA
ING. IVAN MASIAS SANTOS PAREDES

(Presidente de Jurado)
(Miembro de Jurado)
(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis de Don **LUIS ALBERTO AYALA CARAZAS**, Bachiller en Ingeniería Geológica quien sustentará la Tesis titulada «SEDIMENTOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DE LA CUENCA PUQUIO, DEPARTAMENTO DE AYACUCHO», para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la colación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas a:

A SATISFACCIÓN DEL JURADO.

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

POR UNANIMIDAD CON LA NOTA DE DIECISIETE (17).

Habiendo sido aprobada la Sustentación de Tesis por el Jurado examinador, el Presidente del Jurado, recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el Título Profesional de Ingeniero Geólogo a Don **LUIS ALBERTO AYALA CARAZAS**.

Siendo las 20:00 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) Actas Originales de la Sustentación de la Tesis.

Ciudad Universitaria, 30 de Setiembre del 2015


MG. CIRO SERGIO BEDIA GUILLÉN
PRESIDENTE DE JURADO


ING. LUIS GUILLERMO REYES RIVERA
MIEMBRO DE JURADO


ING. IVAN MASIAS SANTOS PAREDES
MIEMBRO DE JURADO

Apoyado en una columna veía caer en el patio los pesados goterones, veía humedecerse la tierra, formarse riachuelos, torrentes, cascadas, verdaderos mares. Unas horas de lluvia bastaban para reproducir en miniatura, sobre un terreno quebrado, los más antiguos procesos geológicos.

Crónica de San Gabriel (Julio Ramón Ribeyro)

A mi esposa, amiga y compañera inseparable, Cinthia.

AGRADECIMIENTOS

Desde este apartado deseo expresar mi gratitud a las personas que influenciaron y colaboraron en el desarrollo de la tesis expuesta en las siguientes páginas. A mis padres **Ana y Pedro**, por haberme inculcado en la niñez el gusto por la naturaleza a través de los clásicos viajes de verano a la sierra central. A mi esposa **Cinthia**, cuyo inmenso amor y paciencia me han sostenido emotivamente a lo largo de este tiempo. Su compañía durante los trabajos de campo resultó imprescindible para la observación de afloramientos y mapeo en las frías alturas del norte de Lucanas. A **Luis Cerpa**, quien me propuso el estudio de la Formación Puquio, bombardeándome con ideas para finalizarlo, cuyos consejos me han mostrado que en la búsqueda del conocimiento se termina encontrando más dudas que respuestas, pero que naturalmente son parte del aprendizaje constante. A **Javier Jacay**, por las revisiones y enseñanzas impartidas. En especial, por haberme inducido durante los años universitarios al gusto por la geología sedimentaria y la investigación.

A **Diego Siesquén, Antonio Chacón y Luis Coba** por su apoyo en la recolección de muestras en la represa de Pachaya, cerro Barranca y en los alrededores de la ciudad de Puquio. A **Juan Martínez** por las discusiones sobre la geología del área de estudio. A **Cristina Cereceda y Sandra Choquehuanca** por los alcances en volcanismo, así como al ingeniero **Rildo Rodríguez** por su ayuda en tectónica regional.

A mis asesores internos, los ingenieros **Luis Reyes** e **Iván Santos** cuyas apreciaciones permitieron la redacción final del manuscrito.

Por último, agradezco al **Dr. René Marocco, Phd. Oscar López-Gamundi y Dr. Willem Viveen** quienes aceptaron amablemente en dar un tiempo aparte a sus ocupaciones para brindarme sus observaciones y sugerencias.

RESUMEN

Durante el levantamiento de los Andes Centrales peruanos entre los 30 y 5Ma tuvo lugar una transpresión ligada al magmatismo y a la creación de cuencas sedimentarias en continente. En la Zona Intramontañosa Volcánica de Ayacucho (ZIVA) de la provincia de Lucanas, la unidad estratigráfica miocena Puquio presenta diversos elementos sedimentológicos y estructurales que son útiles para el conocimiento de la evolución tectonosedimentaria neógena de esta parte de los Andes (Cordillera Occidental). Así, este trabajo está enfocado en establecer la existencia e implicancias geodinámicas de una cuenca intracontinental según el estudio de la Formación Puquio. Por medio del cartografiado geológico, levantamiento de columnas estratigráficas, medición de paleocorrientes, abundancia relativa de arcillas (PIMA) y medición de microestructuras en planos de falla. La Formación Puquio comprende tres miembros (A, B y C) que han sido interpretados como el resultado de una sedimentación lacustre y fluvial meandriforme a entrenzada en un clima árido. En la que se generaron colapsos gravitacionales y corrientes de turbidez simultáneos con el magmatismo Nazca, Sillapaca y Barroso inferior en los regímenes compresivos de los eventos tectónicos Aymara, transición Quechua 1-2 y Quechua 3. Por consiguiente, se definió un depocentro sinorogénico (Cuenca Puquio), que fue controlado en sus bordes paleogeográficos por los sistemas de fallas regionales de rumbo San José y Cceronta durante el intervalo Mioceno-Plioceno inferior. Cuyo relleno sedimentario corresponde a la Formación Puquio de aproximadamente 1200m de espesor. A partir de estos alcances, la cuenca miocena Puquio se correlaciona en edad con las cuencas neógenas intramontañas de la Cordillera Occidental y el Altiplano del Perú.

ABSTRACT

During the uplift of the Peruvian Central Andes between 30 and 5 Ma, it took place a transpression related to magmatism and the development of intracontinental sedimentary basins. Throughout the ZIVA (*Zona Intramontañosa Volcánica de Ayacucho*) from Lucanas province, the Miocene stratigraphic unit Puquio has numerous sedimentological and structural elements that are useful for the knowledge of the Neogene tectono-sedimentary evolution of this part of the Andes (Western Cordillera). Thus, this work is intended to establish the existence and geodynamic implications of an intracontinental basin in terms of the study of Puquio Formation. By means of geological mapping, registration of sedimentary logs, paleocurrents measuring, clay relative abundance (PIMA) and measuring of slickenlines in fault-slip surfaces. Puquio Formation comprises three members (A, B and C) that have been interpreted as the result of lacustrine and meandering to braided fluvial sedimentation in an arid climate. Within which gravitational collapses and turbidity currents occurred simultaneously with the Nazca, Sillapaca and Barroso magmatism in the compressive regimes of Aymara, Quechua 1-2 transition and Quechua 3 tectonic events. Accordingly, a synorogenic depocenter (Puquio Basin) was defined, which was controlled in its paleogeographic rims by strike-slip regional fault systems San José and Cceronta during the Miocene-Lower Pliocene interval. Whose sedimentary fill corresponds to Puquio Formation with roughly 1200 m-thick. From these insights, the Miocene Puquio Basin is correlated due to its age with the Neogene intermontane basins of the Western Cordillera and Altiplano of Peru.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. LOS ANDES PERUANOS.....	10
1.2. LA ZONA INTRAMONTAÑOSA VOLCÁNICA DE AYACUCHO (ZIVA).....	14
1.3. PROBLEMÁTICA.....	15
1.4. HIPÓTESIS Y OBJETO DE ESTUDIO.....	16
1.5. ÁREA DE ESTUDIO.....	16
1.6. JUSTIFICACIÓN.....	17
1.7. OBJETIVOS.....	17
2. METODOLOGÍA	18
2.1. HERRAMIENTAS UTILIZADAS.....	18
2.2. AMBIENTES SEDIMENTARIOS CONTINENTALES.....	19
2.3. LITOFACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES.....	21
2.4. ANÁLISIS TECTÓNICO.....	24
3. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	25
3.1. UNIDADES MORFOLÓGICAS	25
3.1.1. Depresión San José sur.....	26
3.1.2. Depresión San José norte.....	26
3.1.3. Cadena de cerros Antaorjo.....	26
3.1.4. Cadena de cerros San Cristóbal.....	27
3.1.5. Planicie Nazca.....	27
3.2. ESTRATIGRAFÍA	28
3.2.1. Mesozoico.....	30
-Grupo Yura	
3.2.2. Paleógeno.....	32
-Basamento Eoceno-Oligoceno	
3.2.3. Neógeno.....	34
-Formación Puquio	
-Volcánicos Nazca	
-Volcánicos Sillapaca-Barroso inferior	
-Volcánicos Barroso inferior-superior	
3.2.4. Cuaternario.....	37

4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN PUQUIO	38
4.1. MIEMBRO A.....	40
4.1.1. Columna Barranca.....	40
4.2. MIEMBRO B.....	47
4.2.1. Columna Pachaya.....	47
4.2.2. Columna Ajtapa.....	50
4.3. MIEMBRO C.....	53
4.3.1. Columna Cachimachay.....	53
4.3.2. Columna Lucanas.....	56
4.3.3. Columna Chalhuala.....	59
4.4. INTERPRETACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA.....	63
5. TECTÓNICA	69
5.1. DESCRIPCIÓN DE MICROESTRUCTURAS.....	70
5.2. CRONOLOGÍA DE ESFUERZOS.....	95
5.2.1. Análisis poblacional de fallas y pliegues.....	95
5.2.2. Deformación superpuesta.....	103
5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL.....	104
6. EL DEPOCENTRO INTRAMONTAÑOSO PUQUIO	106
7. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA PUQUIO	110
7.1. APERTURA DE CUENCA (~24-17Ma).....	110
7.2. LEVANTAMIENTO DE CUENCA (~17-11Ma).....	111
7.3. INVERSIÓN Y CIERRE DE CUENCA (~11-5Ma).....	113
8. DISCUSIÓN	115
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	116
REFERENCIAS	118

1. INTRODUCCIÓN

1.1. LOS ANDES PERUANOS

La cadena montañosa de los Andes, a lo largo de sus 8000km de largo y 750km de ancho es el resultado de la subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana. Cuya convergencia registra actividad desde al menos el Jurásico superior (Mpodozis y Ramos, 1989; Jaillard y Arnaud-Vanneau, 1993; Coira et al., 1982) y actualmente presenta una velocidad entre los 6 y 9cm por año (Norabuena et al., 1998; Angermann y Reigber, 1999). Así también, la inclinación de la placa subducida (*slab*) no es constante entre las latitudes 10°N y 35°S, lo que produce una configuración geológica variable en los Andes occidentales (Engdahl et al., 1995; Norabuena et al., 1998; Angermann y Reigber, 1999; Gutscher et al., 1999 y 2000; Alemán y Ramos, 2000; Yáñez y Ranero, 2001).

Entre Colombia y Ecuador (latitudes 5°N-2°S) se tiene una subducción normal producto de una inclinación del *slab* de 35° asociada a un volcanismo activo. Sin embargo, la tectónica entre el norte y sur del Perú (latitudes 5°S-14°S) es propia de una subducción plana, ligada a un volcanismo muy poco activo como consecuencia de una inclinación del *slab* menor a los 30°, próxima a la horizontalidad debajo de la placa Sudamericana. Mientras que entre las latitudes 16°S-27°S, en el sur del Perú y Chile, la subducción es nuevamente normal. Debido a estas diferencias en la inclinación del *slab*, el espesor cortical andino que en promedio es 40km puede alcanzar los 80km a razón de la acumulación de material astenosférico debajo de la placa cabalgante (Gutscher et al., 1999).

De la misma forma, los tipos de subducción influyen en la morfología, tectonomagmatismo y geodinámica andina. Para el caso del territorio peruano, su morfología (Fig. 1.1) está comprendida por tres unidades regionales (Jordan et al., 1983; Sebrier et al., 1988): **el Antearco Andino**, limitado hacia el oeste por la fosa Perú-Chile y al este por las cordilleras de la Costa y Occidental. **Los Altos Andes**, representados por la Cordillera Occidental, el Altiplano y la Cordillera Oriental; **y el Antepaís Andino**, que incluye a la Zona Subandina y al Llano Amazónico hasta el Cratón Brasileño.

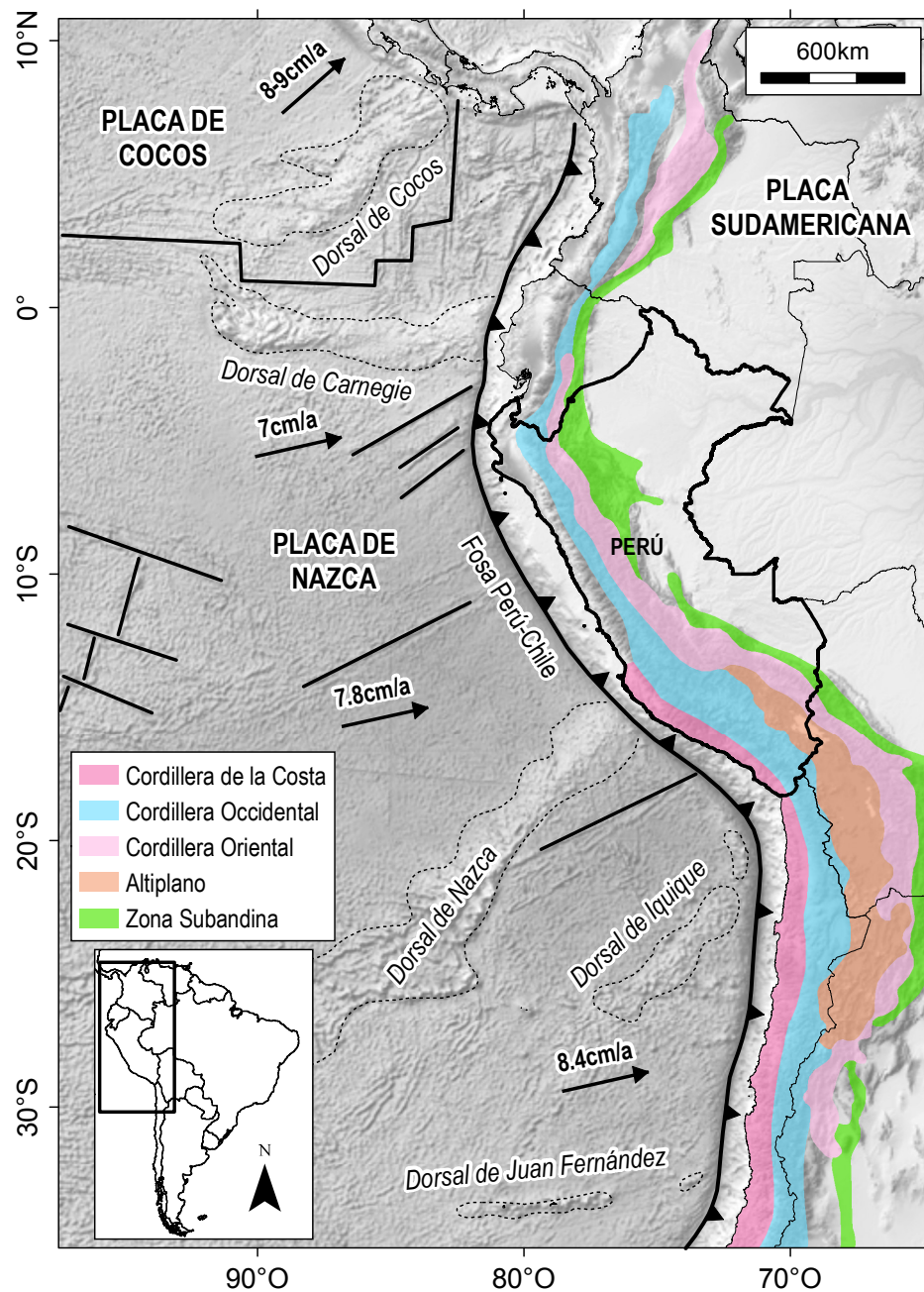


Figura 1.1. Morfología andina. Tomado de Sebrier et al. (1988).

La tectónica peruana se caracteriza por una serie de eventos (Fig. 1.2) definidos en base al grado de deformación y a las discordancias existentes en rocas mesocenoicas (Steinmann, 1929; McLaughlin, 1929; Megard, 1984; Jaillard y Soler, 1996). Su duración varía entre miles a algunos millones de años separados por intervalos de quietud relativa que pueden tener una naturaleza continua (Noblet et al., 1996).

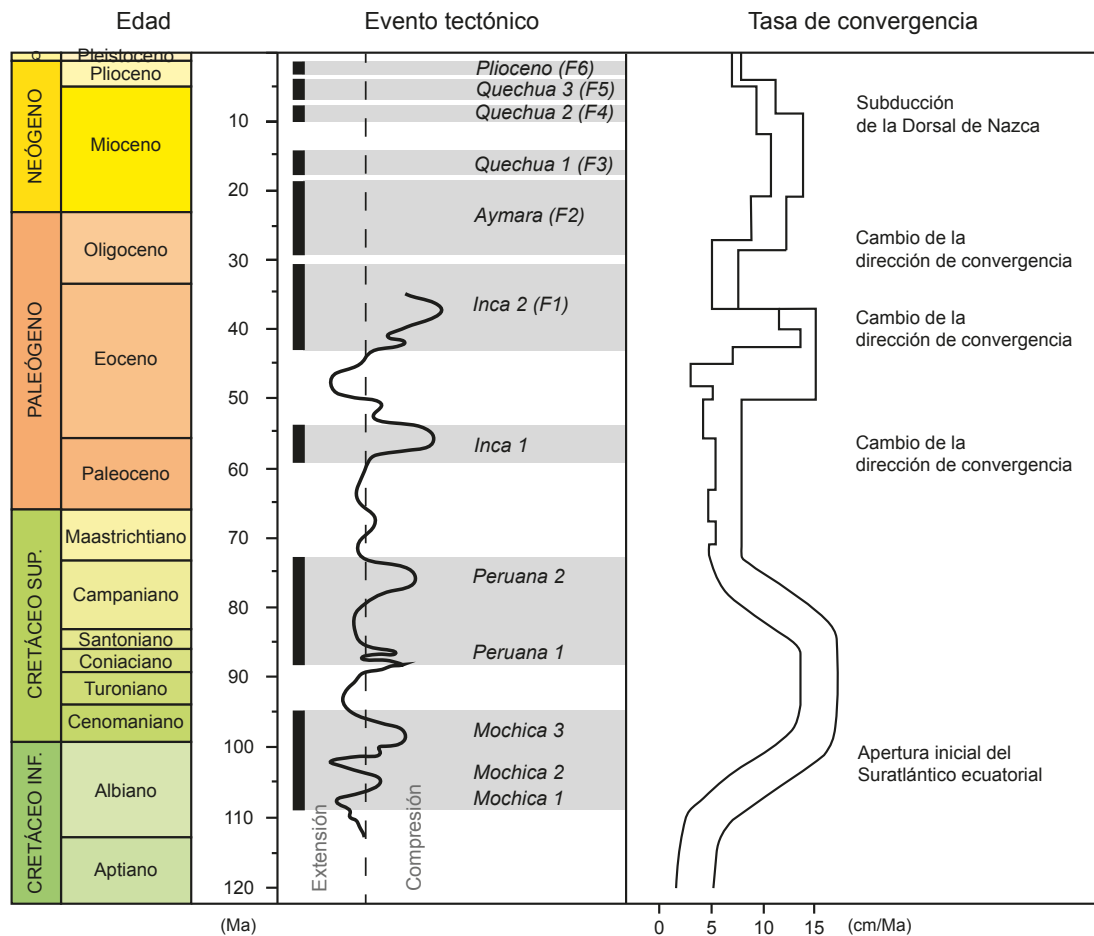


Figura 1.2. Eventos tectónicos de la margen peruana entre el Mesozoico y el Cenozoico. Tomado de Pilger (1983), Sebrier et al. (1988), Soler y Bonhomme (1990), Sandeman et al. (1995), Jaillard y Soler (1996) y Norabuena et al. (1998).

Durante el Cenozoico, la convergencia oblicua de placas a partir del evento Inca 1 (Fig. 1.3) generó transpresión a lo largo del límite de placas (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Lo que dió pie a la formación de estructuras en continente como efecto de la partición de la deformación (McCaffrey et al., 2000; Fossen, 2010). Siendo éstas de rumbo/inversas paralelas o normales oblicuas respecto a la margen andina. Las evidencias más significativas de estos procesos se encuentran documentadas en la Cordillera Occidental (McNulty et al., 1998; Wise y Noble, 2008; Torres et al., 2014); donde guardan relación con el magmatismo intraplaca según estructuras *en echelon* adyacentes a centros volcánicos (Saint Blanquat et al., 1998).

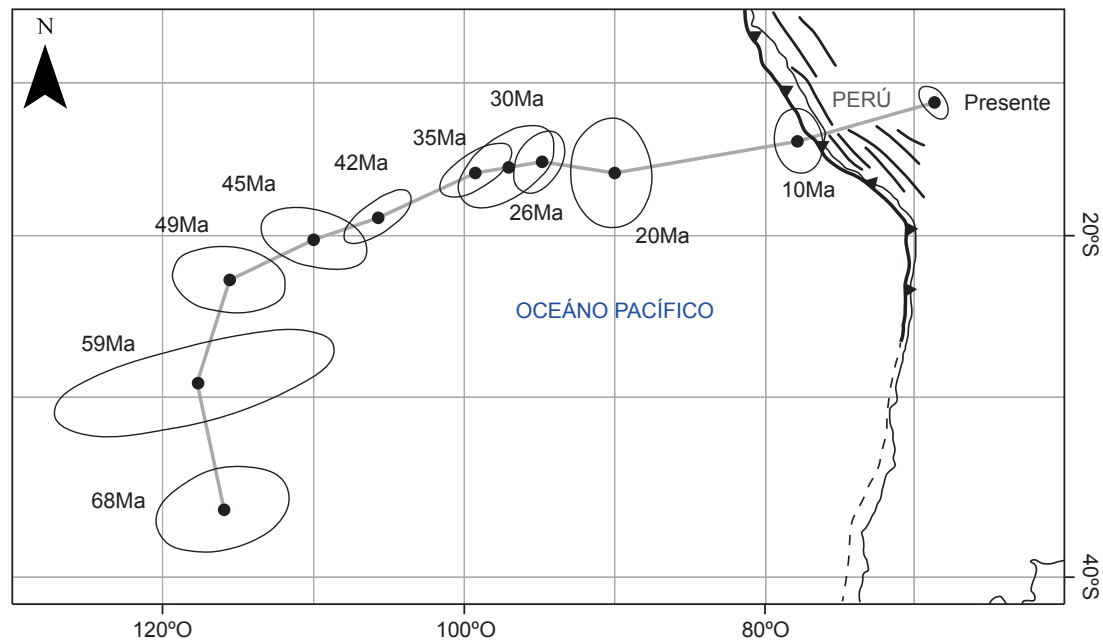


Figura 1.3. Migración hacia el este de la placa de Nazca desde los ~68Ma hasta el presente.

Los procesos de convergencia se tornaron constantes desde los ~49Ma.

Tomado de Pardo-Casas y Molnar (1987).

En la Cordillera Occidental del sur del Perú, el magmatismo está bien documentado por eventos volcánicos que datan desde el Eoceno (Mamani et al., 2010). Para el Paleógeno, se tiene al magmatismo efusivo-eruptivo del **Arco Andahuaylas-Anta (45-30Ma)** (Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003; Mamani et al., 2010). Seguido del magmatismo efusivo máfico del **Arco Tacaza (30-24Ma)**, reconocido también en el norte de Chile y Bolivia (Klinck et al., 1986; Fornari et al., 2002).

En el Neógeno, se produjo el magmatismo explosivo del **Arco Huaylillas-Palca (24-10Ma)**. Que es equivalente a los eventos Palca-Ocuviri activos entre los 22 y 16Ma (Cereceda et al., 2010), y a las ignimbritas del **Complejo Volcánico Nazca (24-15Ma)** (Noble et al., 1979). Proseguido por el magmatismo explosivo del **Arco Sillapaca (16-10Ma)** que se extendió hasta el Altiplano y que estuvo asociado a un engrosamiento cortical (Cereceda et al., 2010; Cerpa et al., 2012). Posteriormente, ocurrió el magmatismo efusivo de los **arcos Barroso inferior (10-3Ma)** y **superior (3-1Ma)**, cuyos productos fueron emitidos por estratovolcanes en un periodo de convergencia lenta (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

Además, el tectonomagmatismo paleógeno-neógeno estuvo acompañado de zonas subsidentes que permitieron la concentración de sedimentos en cuencas intracontinentales (Einsele, 1992; Horton 2005 y 2012; Allen y Allen, 2005; Noda, 2013). Para el caso de la sedimentación neógena del sur del Perú, tales cuencas están reconocidas en la Cordillera Occidental y el Altiplano. Donde han sido vinculadas a una sedimentación sinvolcánica y sobre todo, sintectónica. Como respuesta a la reactivación de altos estructurales antiguos por compresión y/o extensión (Megard, 1984; Megard et al., 1984; Sempere y Jacay, 2007 y 2008; Carlotto, 2013) que permitieron la instauración de sedimentos de naturaleza fluvial, lacustre y aluvial (Marocco et al., 1995; Jaimes y Romero, 1996; Carlotto, 1998; Flores y Rodríguez, 1999; Cuellar, 2001; Cerpa y Meza, 2001; Sempere y Jacay, 2007 y 2008; Torres, 2011).

Así, un sitio representativo de la cordillera peruana en el que se aprecian los elementos geodinámicos descritos se localiza en la zona intramontañosa de la provincia de Lucanas en el departamento de Ayacucho.

1.2. LA ZONA INTRAMONTAÑOSA VOLCÁNICA DE AYACUCHO (ZIVA)

Conforma una franja volcánica ubicada entre las longitudes 75°-73°30'O y latitudes 15°30'-14°S de la Cordillera Occidental. Su geología incluye rocas sedimentarias del Jurásico medio-Cretáceo inferior del Grupo Yura (Jenks, 1948; Benavides, 1962), rocas intrusivas del Batolito Costero del Cretáceo superior, y rocas volcánicas del Cenozoico (Castillo y Barrera, 1973; Caldas et al., 1981; Castillo et al., 1993; Montoya et al., 1994; Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 2001).

En base a esta cartografía, encima de las rocas mesozoicas descansa en discordancia angular la Formación San Pedro del Paleoceno. Sobre la que se encuentra la Formación Puquio del Oligoceno inferior-medio, seguida de la Formación Castrovirreyna del Oligoceno superior. En discordancia angular sobre este conjunto preneógeno descansan las ignimbritas del Grupo Nazca del Mioceno inferior (Noble et al., 1979). Que hacia el oeste y centro de la ZIVA son sobreyacidas por las formaciones Caudalosa del Mioceno superior-Plioceno inferior y Andamarca del Plioceno inferior.

El magmatismo del Mio-plioceno y Plioceno está representado por los eventos Barroso inferior y superior, respectivamente. Cuyos productos tienen una importante extensión regional, distribuidos mediante los centros volcánicos Jellojasa (~2.87Ma), Carhuarazo (~6Ma) y Palla Palla (~3-2Ma). Los que han sido datados e interpretados como paleoestratovolcanes erosionados (Brandmeier, 2010 y 2014).

1.3. PROBLEMÁTICA

No obstante, la geología clásica de la ZIVA no refleja la cronología ni las relaciones geométricas descritas por otros autores para las unidades estratigráficas del Neógeno.

Por ejemplo, la Formación Puquio que aflora en los alrededores de Lucanas y Puquio sobreyace en discordancia angular a las rocas plegadas de las formaciones San Pedro y Castrovirreyna. En la carretera Interoceánica (peaje de Colccapampa), esta unidad fue cartografiada anteriormente como la Formación Castrovirreyna. Sin embargo, infrayace concordantemente a ignimbritas datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 20.1 y 18.8Ma (Roperch et al., 2011). Asimismo, está cubierta regionalmente en discordancia por las ignimbritas de los eventos volcánicos Barroso inferior y superior. Por lo tanto, la edad de la Formación Puquio no corresponde al Oligoceno inferior-medio, sino más bien al Mioceno.

Por otro lado, en los alrededores de Chirihuasi a lo largo del río Iruro (norte de Puquio), Muñoz et al. (2012) estudió a la Formación Caudalosa desde el punto de vista sedimentológico. De acuerdo a la relación discordante en el tope de dicha unidad con las ignimbritas del Barroso inferior y superior, le atribuyó una edad del Mioceno medio-superior. Así también, hacia el este, el nivel intermedio y superior de la Formación Andamarca presentan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre los 14 y 7Ma (Brandmeier, 2014) que indican una edad miocena.

Aparte de estos problemas en la cronología, los aspectos tectonosedimentarios de la ZIVA se encuentran poco trabajados, especialmente los del Mioceno. Este hecho está relacionado a que en la cartografía clásica las formaciones miocenas están contempladas como unidades volcánicas con contenido clástico mínimo. Lo cual les resta valor como elementos de juicio para estudios de geodinámica sedimentaria.

Por el contrario, en las descripciones litológicas realizadas en el cartografiado de INGEMMET (2013); las formaciones Puquio, Caudalosa y Andamarca tienen una naturaleza clástica más relevante. Sobre todo en la Formación Puquio, en la que se aprecian fallas normales y pliegues sinsedimentarios antes no reportados, que son evidencias de sintectonismo. Conformando así pruebas objetivas para ampliar su rango de estudio.

1.4. HIPÓTESIS Y OBJETO DE ESTUDIO

El replanteo cronológico y la naturaleza clástica-sintectónica de las unidades estratigráficas del Mioceno sugieren que su origen se debió al levantamiento andino a finales del Paleógeno. Tal es el caso particular de la Formación Puquio, que al estar separada por discordancias angulares en su base y tope, brinda indicios para argumentar que se depositó sobre bloques estructurales (formaciones San Pedro y Castrovirreyna) que funcionaron simultáneamente con el magmatismo del intervalo Mioceno-Plioceno. En un régimen tectónico de cizalla asociado a periodos de compresión y extensión.

De esta manera, se postula la filiación de la Formación Puquio con el desarrollo una cuenca sinorogénica durante el Mioceno. Tomando como eje principal de investigación su estudio estratigráfico, sedimentológico y tectónico.

1.5. ÁREA DE ESTUDIO

Los afloramientos de la Formación Puquio se ubican entre los 74°20'-74°00'O y 14°50'-14°20'S (Fig. 1.4).

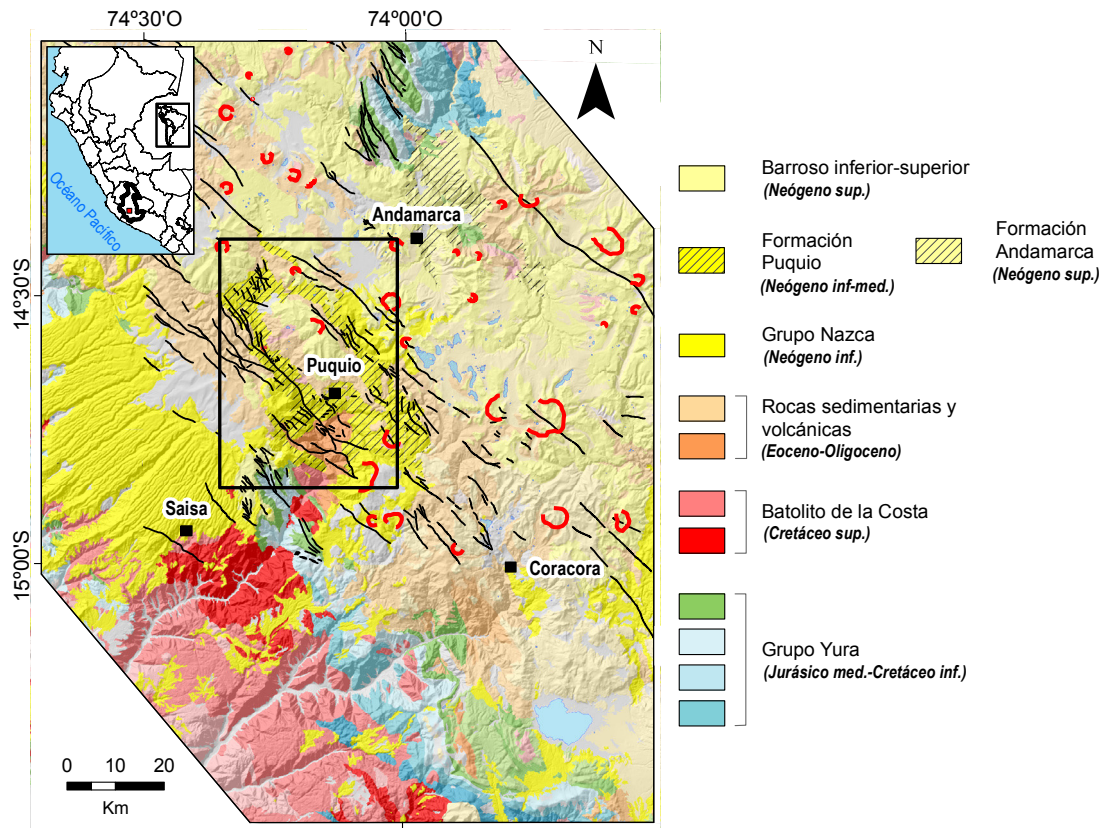


Figura 1.4. Geología de la ZIVA, basada en los trabajos de INGEMMET (2013) y modificada de Atencio y Raymundo (2001), De La Cruz y De La Cruz (2001), Universidad Nacional Mayor de San Marcos (2001), Díaz y Milla (2001), León y Torres (2001). El cuadro central representa el área de estudio.

1.6. JUSTIFICACIÓN

El estudio de la Formación Puquio contribuirá al conocimiento de la geodinámica miocena de la Cordillera Occidental en la provincia de Lucanas.

1.7. OBJETIVOS

-Explicar las características geodinámicas (sedimentológicas, paleogeográficas y tectónicas) de la Formación Puquio; relacionándola con las formaciones Caudalosa y Andamarca.

-Probar la existencia de una cuenca sinorogénica en la ZIVA (Puquio) de acuerdo al estudio de la estratigrafía replanteada.

2. METODOLOGÍA

2.1. HERRAMIENTAS UTILIZADAS

El estudio de la Formación Puquio se ha basado en la fotointerpretación de imágenes satelitales y en el cartografiado geológico a escalas 25,000 y 50,000. La fotointerpretación, está concebida para conocer previamente el terreno a explorar, lo que permitió la elección de los afloramientos más interesantes para la investigación. Mientras que en el cartografiado se han plasmado todas las observaciones geológicas de campo que a su vez, se complementaron con el levantamiento de columnas estratigráficas y cinemática de estructuras.

El levantamiento de columnas estratigráficas se llevó a cabo tomando como precepto la clasificación granulométrica de sedimentos y/o rocas sedimentarias (Udden, 1914; Wentworth, 1922). La cual considera la forma, selección, estructuras sedimentarias, diámetros máximos de clastos y dirección de paleocorrientes. Para el caso de las paleocorrientes, la cantidad de datos obtenida ha sido procesada mediante el software Rozeta 2.0 (de uso libre). Así como los niveles estratigráficos fueron evaluados con el uso del espectrómetro portátil PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyzer*), que es comúnmente utilizado en el análisis de arcillas para la determinación de zonas de alteración hidrotermal; pero que también resulta útil en la caracterización climática de ambientes de depósito.

La cinemática de las estructuras se determinó por medio de la identificación de *riedels* y estrías en superficies de falla. A la par con los pliegues tectónicos y sinsedimentarios cuyas orientaciones geométricas fueron ploteadas y analizadas en los programas de uso libre Faultkin® y Stereonet® (Marrett y Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012).

De este modo, las consideraciones teóricas que permiten interpretar los aspectos sedimentarios y tectónicos de la Formación Puquio involucran el conocimiento de sedimentología en ambientes sedimentarios (o de depósito) fluviales, aluviales, lacustres y turbidíticos; además del análisis microtectónico en áreas transpresivas.

2.2. AMBIENTES SEDIMENTARIOS CONTINENTALES

Los **sistemas fluviales** o **ríos** (Fig. 2.1) corresponden a una de las formas más comunes de sedimentación cuyas formas acanaladas y poder de erosión le confieren la capacidad de transportar sedimentos desde un punto de mayor a menor gradiente. De forma general, se les clasifica en entrenzados (sinuosidad baja/energía alta) y meandriformes (sinuosidad alta/energía baja). En un río entrenzado, los depósitos de canal compuestos por gravas coexisten con barras de arena intercanales que migran a llanuras de inundación, cuya representación en el registro estratigráfico corresponde a una secuencia granodecreciente gruesa. La cual es similar para un río meandriforme, pero de granulometría más fina.

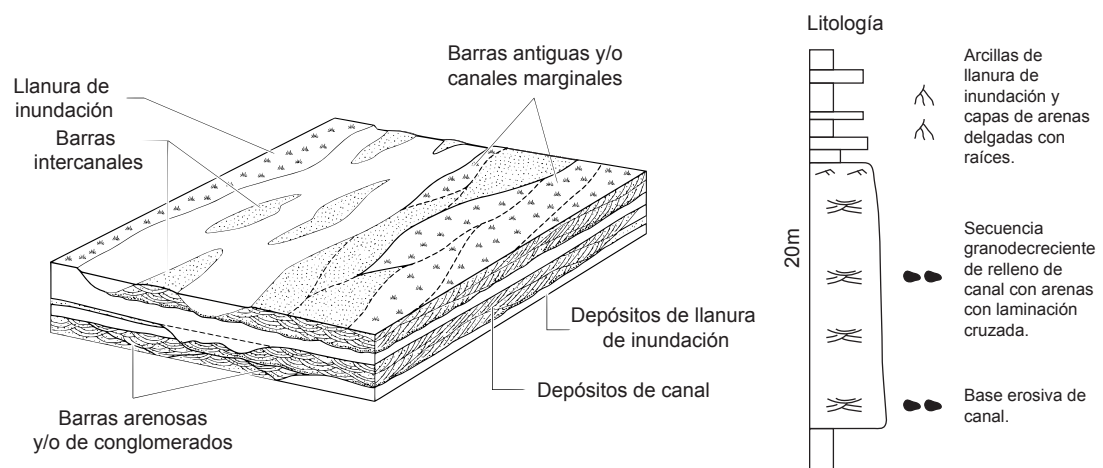


Figura 2.1. Morfología fluvial generalizada cuyo registro estratigráfico corresponde a una secuencia granodecreciente. Tomado de Nichols (2009).

Los **sistemas aluviales** o **abanicos** son depósitos no acanalados que se forman a lo largo de un promontorio inclinado a partir de la caída de detritos desde un frente erosivo (Eugster y Hardie, 1975; Reading, 1986). Se encuentran relacionados a climas tropicales o áridos, siendo el agua y la gravedad los principales factores de su funcionamiento. El más común de estos depósitos es el flujo de detritos, “huayco” o técnicamente conocido como *debris flow*; el cual puede estar interdigitado con barras de grava y arenas fluviales (Walther, 1894).

Los **sistemas lacustres** o **lagos** son sitios de sedimentación de energía baja donde ocasionalmente confluyen ríos y abanicos. Sus secuencias son similares a las fluviales de energía baja, donde predominan los niveles de lodo y material orgánico intercalados con estratos delgados de arenas de grano fino laminadas de manera rítmica y/o ondular. Además, su formación está ligada a la capacidad de almacenar sedimentos por subsidencia tectónica en zonas de intramontaña (Carrol y Bohacs, 1999).

Las **corrientes de turbidez** son mezclas de agua, gravas, arenas y lodo en un flujo turbulento cuya densidad es menor a la de un flujo de detritos. Ocurren en mares profundos donde existe una gradiente topográfica importante, y en ambientes subaéreos tal como sucede en cuencas sinorogénicas por inestabilidad tectónica. Sus depósitos se denominan **turbiditas**, y se clasifican en las de densidad baja de grano fino-medio (Fig. 2.2) y en las de densidad alta de grano grueso. En el registro estratigráfico, ambos tipos tienen una litología bien gradada desde gravas mal seleccionadas, arenas onduladas y laminadas hasta arcillas masivas. Así, su espesores varían desde unos cuantos centímetros hasta decenas de metros.

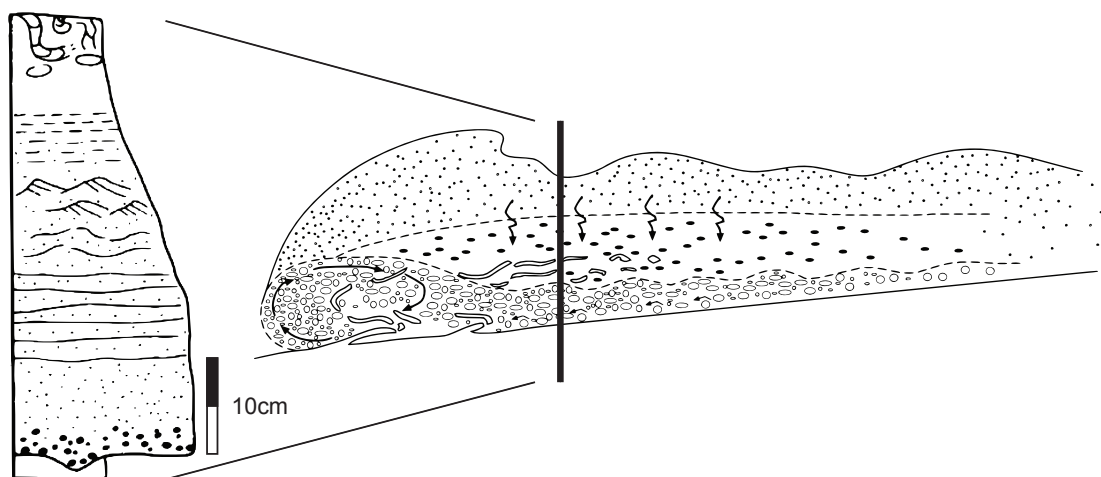


Figura 2.2. Turbiditas representadas por la secuencia de Bouma (1962).

Paralelamente, en la Formación Puquio se han reconocido niveles estratigráficos volcánicos, los cuales son de dos tipos. Los **volcanoclásticos primarios (piroclásticos)** que se derivan directamente del magmatismo; y los **volcanogénicos sin o pos eruptivos** que son producto del retrabajo de los volcanoclásticos mediante ríos o lagos (Mcphie et al., 1993).

2.3. LITOFACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES

Las litofacies son códigos descriptivos que se le asignan a un conjunto litológico y a sus estructuras sedimentarias para vincularlos con un tipo de ambiente sedimentario (Figs. 2.3, 2.4 y 2.5).

Código de facies	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Matriz-soportante, masiva	Gradación débil	<i>Debris flow</i> plástico de alta resistencia y/o viscoso
Gmg	Matriz-soportante	Gradación inversa o normal	<i>Debris flow</i> pseudoplástico de baja resistencia y/o viscoso
Gh	Clasto-soportante, gravas débilmente estratificadas	Laminación horizontal, imbricación de clastos	Cuerpo longitudinal, depósito de <i>lag</i> , depósito tamizado
Gt	Grava estratificada	Laminación oblicua curva	Relleno de canal
Gp	Grava estratificada	Laminación oblicua plana	Crecimiento de cuerpos transversales
St	Arena de grano grueso con guijarros	Laminación oblicua curva	Duna 3D de crestas sinuosas o lingoidales

Figura 2.3. Clasificación de las litofacies de gravas y arenas. Tomado de Miall (1978).

Código de facies	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Sh	Arena de grano muy fino a grueso o guijarrosa	Laminación horizontal	Flujo crítico
Sm	Arena de grano fino a grueso, masivo	Leve o ninguna laminación	Flujo gravitacional
Sw	Arena de grano fino a grueso	Laminación ondular	Depósito de energía baja asociado a lagunas
Fl	Arena de grano fino, limo o arcilla	Laminación fina, rizaduras de corriente pequeñas	Llanura de inundación, canal abandonado o flujo menguante
Fm	Limo y/o arcilla, masiva	Masiva, grietas de desecación	Depósito de pantano, canal abandonado

Figura 2.4. Clasificación de las litofacies de arenas y lodo. Tomado y adaptado de Miall (1978).

Código de facies	Facies	Estructuras sedimentarias
Ta	Grava (guijarro), arena masiva de grano grueso	Gradación normal, matriz-soportante
Tb	Arena de grano fino a gruesa	Laminación horizontal
Tc	Arena de grano fino a media	Laminación ondular, rizaduras de corriente
Td	Limo, arcilla	Laminación fina horizontal

Figura 2.5. Clasificación de las litofacies de turbiditas. Adaptado de Bouma (1962).

Los elementos arquitecturales (Fig. 2.6) son los componentes geométricos de un ambiente sedimentario constituidos por asociaciones de facies definidas. La importancia de su uso radica en la delimitación sistemática de secuencias y en la interpretación morfológica de los sistemas fluviales (Fig. 2.7).

Elementos	Denominación	Conjunto de facies	Geometría y relaciones
CH	Canal	Cualquier combinación	Forma altamente variable cuya geometría se asemeja a una cubeta que puede estar rellena por GB, SB y FF
GB	Barra de gravas	Gt, Gp, Gh	Barras o lentes de formas tabulares. Comúnmente interestratificados con SB
SB	Barra de arena	St, Sh	Barras de gran amplitud que aparecen en los rellenos de canal
SG	Flujo gravitacional de sedimento	Gmm, Gmg	Lóbulos o lentes que están normalmente interestratificados con SB
FF	Llanura de inundación o depósito de desbordamiento	Fm, FI	Lentes delgados a gruesos, comúnmente interestratificados con SB. Corresponden a llanuras de inundación o a rellenos de canales abandonados
L	Depósito lacustre	Fm, FI, Sw, Sh, Sm	Macroformas lenticulares de gran amplitud interestratificadas con SB
SB+FF	Canal arenoso marginal	St, Sh, Fm, FI	Macroformas lenticulares de SB que se encuentran en el borde de CH
L+SB	Canal arenoso remanente	Fm, FI, St, Sh	Macroformas lenticulares de SB abandonadas
T1	Turbidita de grano grueso	Ta, Tb	Corrientes de turbidez de densidad alta
T2	Turbidita de grano fino a medio	Tb, Tc, Td	Corrientes de turbidez de densidad baja
HO	Hoyo de erosión	Cualquier combinación	Superficie erosiva irregular rellena por depósitos no acanalados

Figura 2.6. Clasificación de los elementos arquitecturales. Tomado y adaptado de Miall (1985).

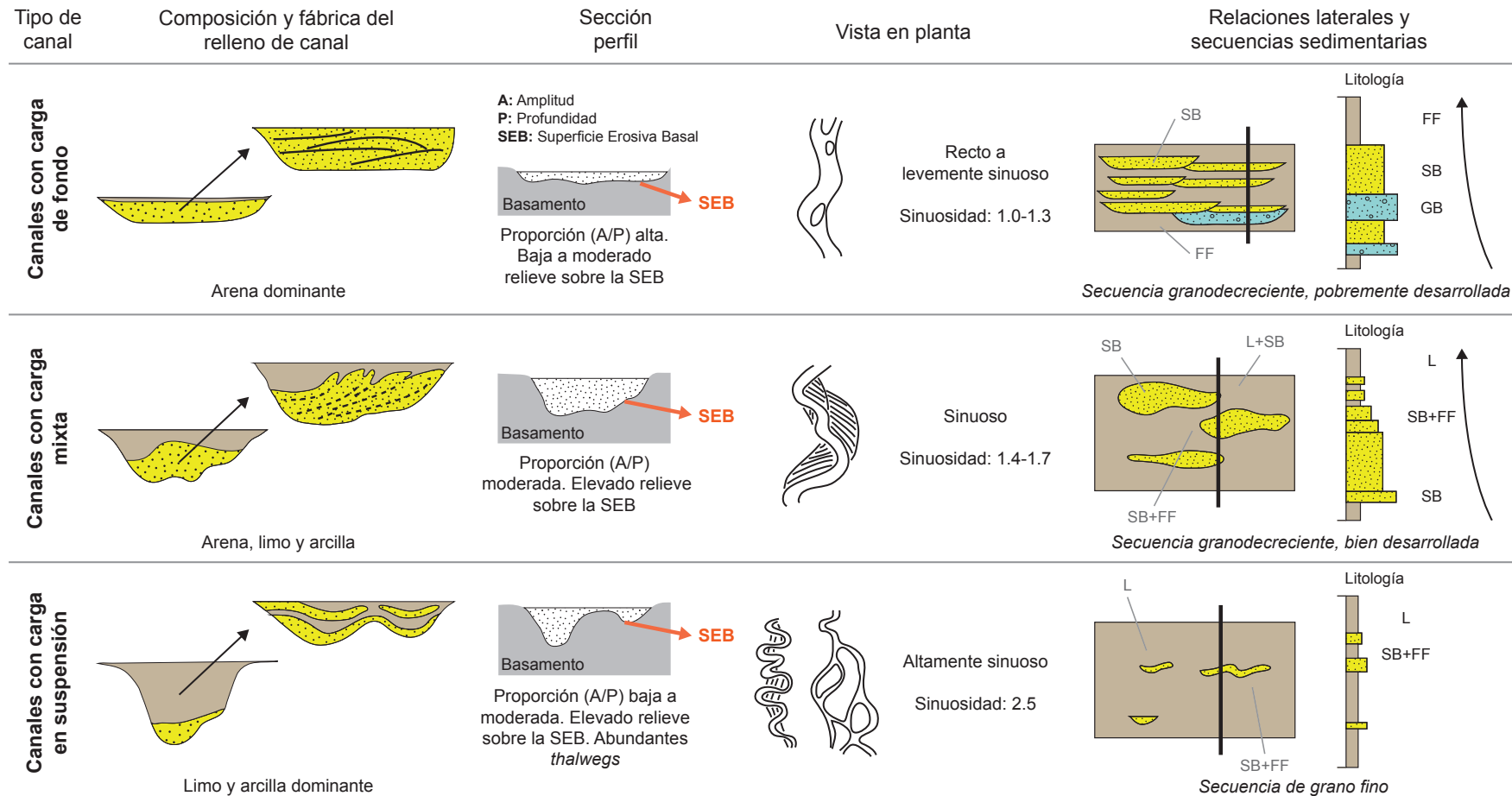


Figura 2.7. Morfología fluvial tipificada de acuerdo a sus secuencias y elementos arquitecturales.

Tomado y modificado de Schumm (1977 y 1981) y Galloway (1981).

2.4. ANÁLISIS TECTÓNICO

En el estudio cinemático de superficies estriadas y *riedels*, se parte del análisis de fallas conjugadas según el modelo de Anderson (1951). Bajo este criterio, se considera que los esfuerzos de cizalla sobre un plano contenido en cualquier parte de la superficie terrestre son igual a cero. De modo que en la naturaleza se pueden observar fallas normales, inversas y de rumbo. Una ventaja de esta metodología es el uso de diedros rectos sometidos a extensión y compresión (Angelier, 1984; De Vicente et al., 1992; Marret y Allmendinger, 1990). Permitiendo así, la determinación de la dirección de esfuerzos principales para un evento particular.

Para regímenes transpresivos (Fig. 2.8), la cizalla simple (Ramsay, 1967) se expresa a través de fallas *en echelon* (McClay, 1987). Donde el movimiento de fallas de rumbo se da por la partición del acortamiento oblicuo, el que a su vez controla la formación de estructuras compatibles extensionales y compresivas para un mismo evento tectónico (Waldron, 2005).

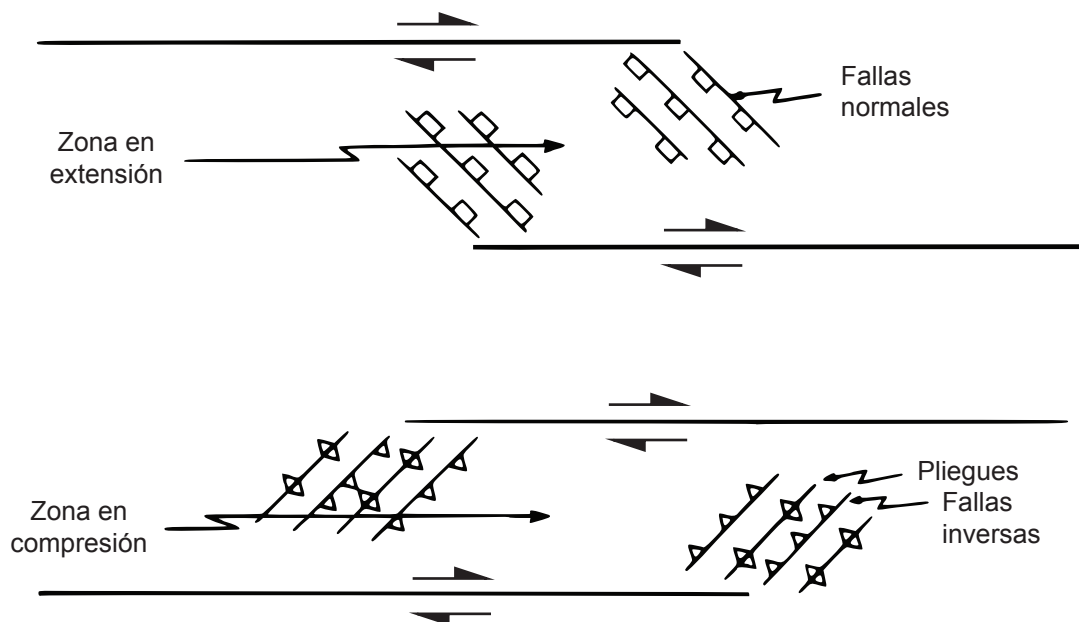


Figura 2.8. Zonas extensionales y compresionales a partir de un mismo esfuerzo oblicuo.
Tomado de McClay (1987).

A diferencia de los pliegues tectónicos, los sinsedimentarios han sido estudiados en forma complementaria ya que se originan por fenómenos gravitacionales que no necesariamente están relacionados a la tectónica.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. UNIDADES MORFOLÓGICAS

Están representadas por cadenas de cerros y depresiones que se sitúan entre los 2100 y 4100msnm a lo largo del área de estudio (Fig. 3.1). Hidrográficamente, están limitadas por valles principales de los ríos Iruro, San José, Cceronta, Acari, San Pedro y Chilques.

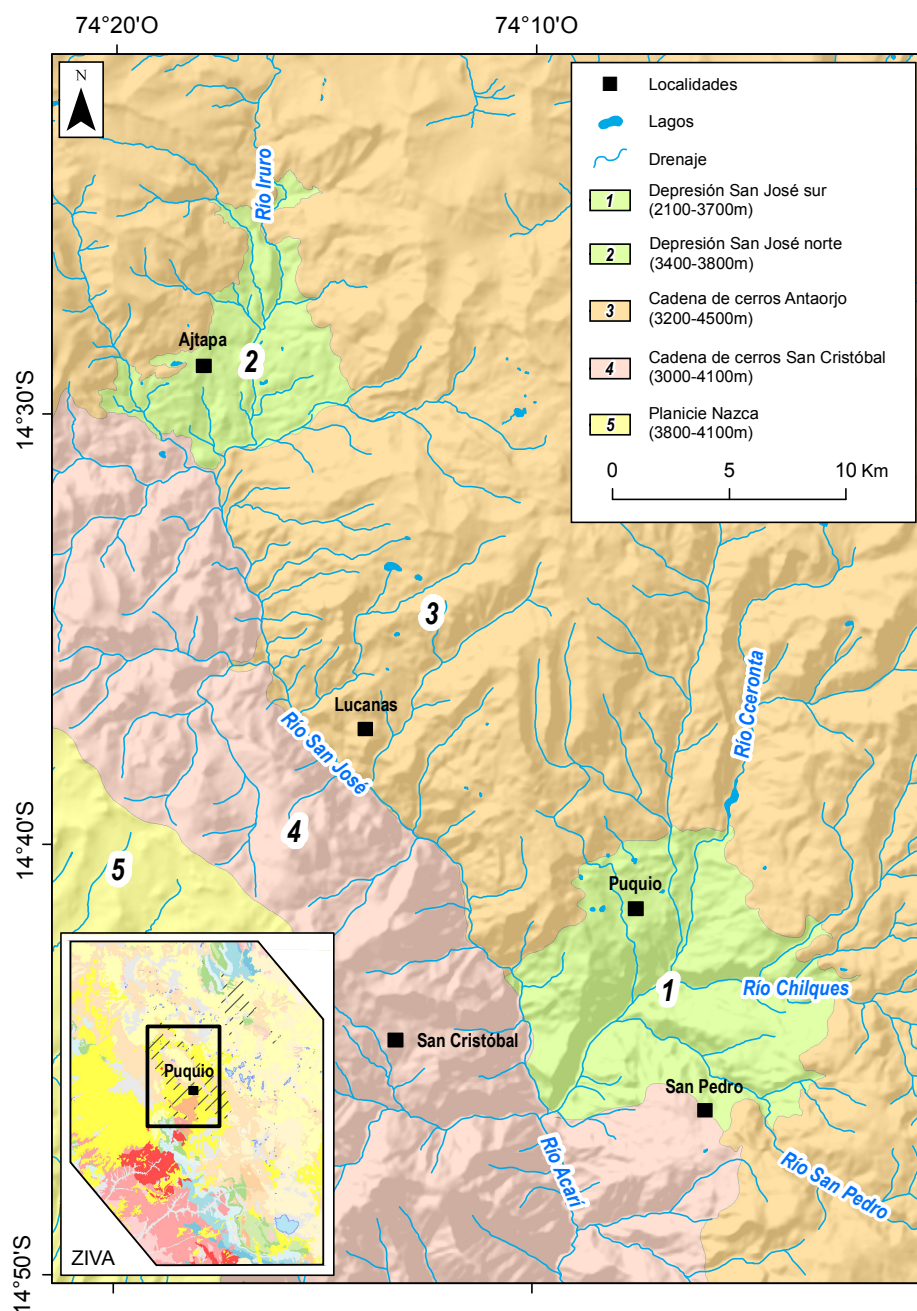


Figura 3.1. Geomorfología del área de estudio en la provincia de Lucanas, Ayacucho.

3.1.1. Depresión San José sur

Corresponde a un relieve de morfología hundida entre los 2100 y los 3700msnm. Su topografía se caracteriza por terrenos de pendientes moderadas que se vuelven abruptas hacia los valles de los ríos Cceronta y Chilques (Fig. 3.2).



Figura 3.2. Vista SO-NE de la depresión Puquio sur (cerro Barranca-Puquio) desde San Pedro.

3.1.2. Depresión San José norte

Morfológicamente es similar a la depresión Puquio sur, se ubica en las localidades de Pampahuasi y Ajtapa (Fig. 3.3). Su topografía consta de llanuras de pendientes suaves a moderadas entre los 3400 y 3800msnm.



Figura 3.3. Vista hacia el norte de Ajtapa en la laguna Tocto.

3.1.3. Cadena de cerros Antaorjo

Conformada en su mayoría por accidentes topográficos de pendiente moderada a abrupta entre los 3200 y 4500msnm (Fig. 3.4). A partir de los 4000msnm, predominan las planicies y los depósitos glaciares.



Figura 3.4. Vista NO-SE de la cadena de cerros Antaorjo (Lucanas) desde el valle del río San José.

3.1.4. Cadena de cerros San Cristóbal

Representa a un conjunto montañoso de pendientes abruptas entre los 3000 y 4100msnm que marca el inicio de la zona intramontañosa del área de estudio.

3.1.5. Planicie Nazca

Se ubica hacia el oeste de los ríos Acarí y San José, comprende una extensa morfología de pendiente baja con altitudes que van desde los 3800 hasta los 4100msnm (Fig. 3.5). Donde se distinguen las llanuras y colinas de la reserva nacional de Pampa Galeras.



Figura 3.5. Vista NO-SE de la Planicie Nazca en el extremo oriental de Pampa Galeras.

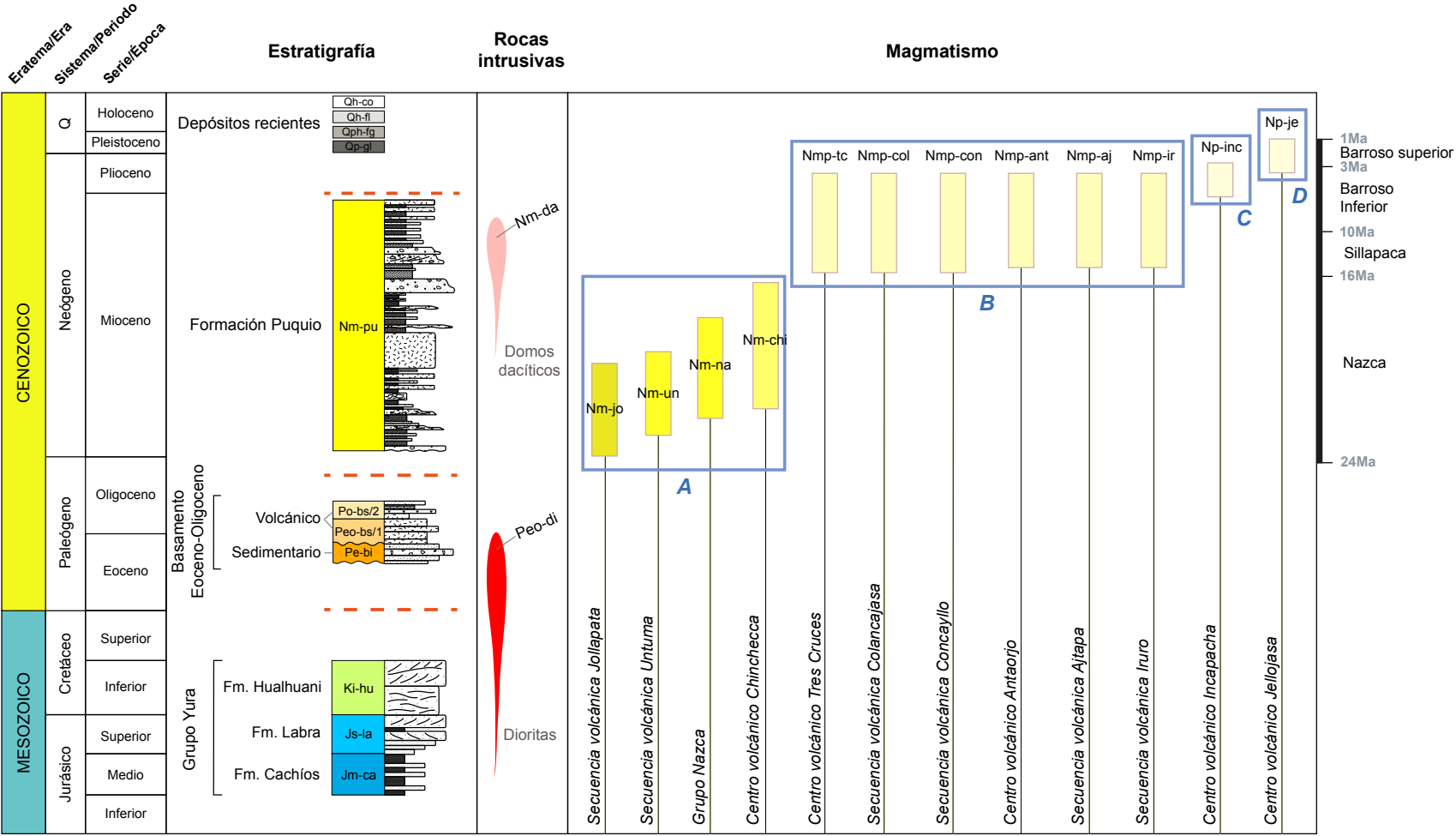


Figura 3.7. Litoestratigrafía y magmatismo del área de estudio. Volcánicos del evento Nazca (A), Sillapaca (B), Barroso inferior (C) y Barroso superior (D).

Las líneas discontinuas corresponden a discordancias angulares.

3.2.1. Mesozoico

-Grupo Yura

Representa a las rocas más antiguas del área de estudio, corresponde a una secuencia sedimentaria siliciclástica marina del Jurásico medio-Cretáceo inferior (Jenks, 1948; Benavides, 1962). Infrayace en discordancia angular a las rocas volcánico-clásticas del Paleógeno, así como es cortada por dioritas eocenas (Peo-di). Hacia el suroeste de San Cristóbal, se compone de las lutitas de la Formación Cachíos; y de las areniscas cuarzosas con estratificación cruzada y limoarcillitas de las formaciones Labra y Hualhuani (Fig. 3.8); sin haberse observado a las unidades Puente y Gramadal.

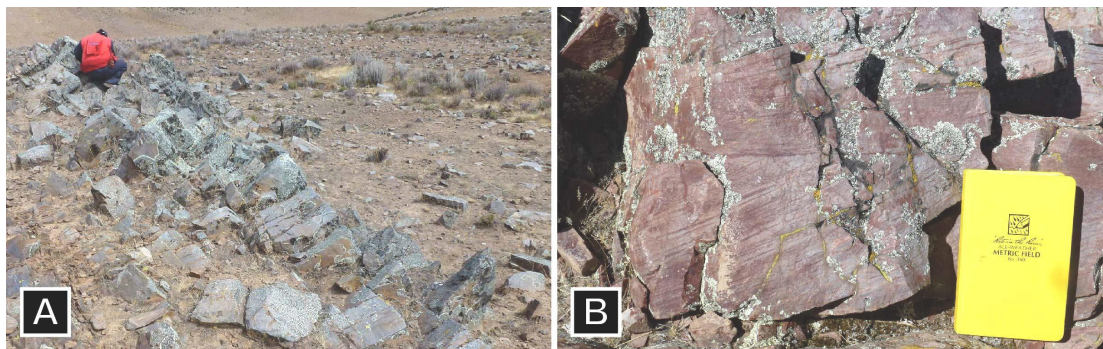


Figura 3.8. A y B: Areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani.

Siendo la Formación Hualhuani la de mayor extensión, cuyos afloramientos se prolongan hasta el sur del área de estudio, en Jaqui (Fig. 3.9). Donde se encuentran parcialmente cubiertos por los volcánicos miocenos de la Formación Huaylillas (Díaz y Milla, 2001).

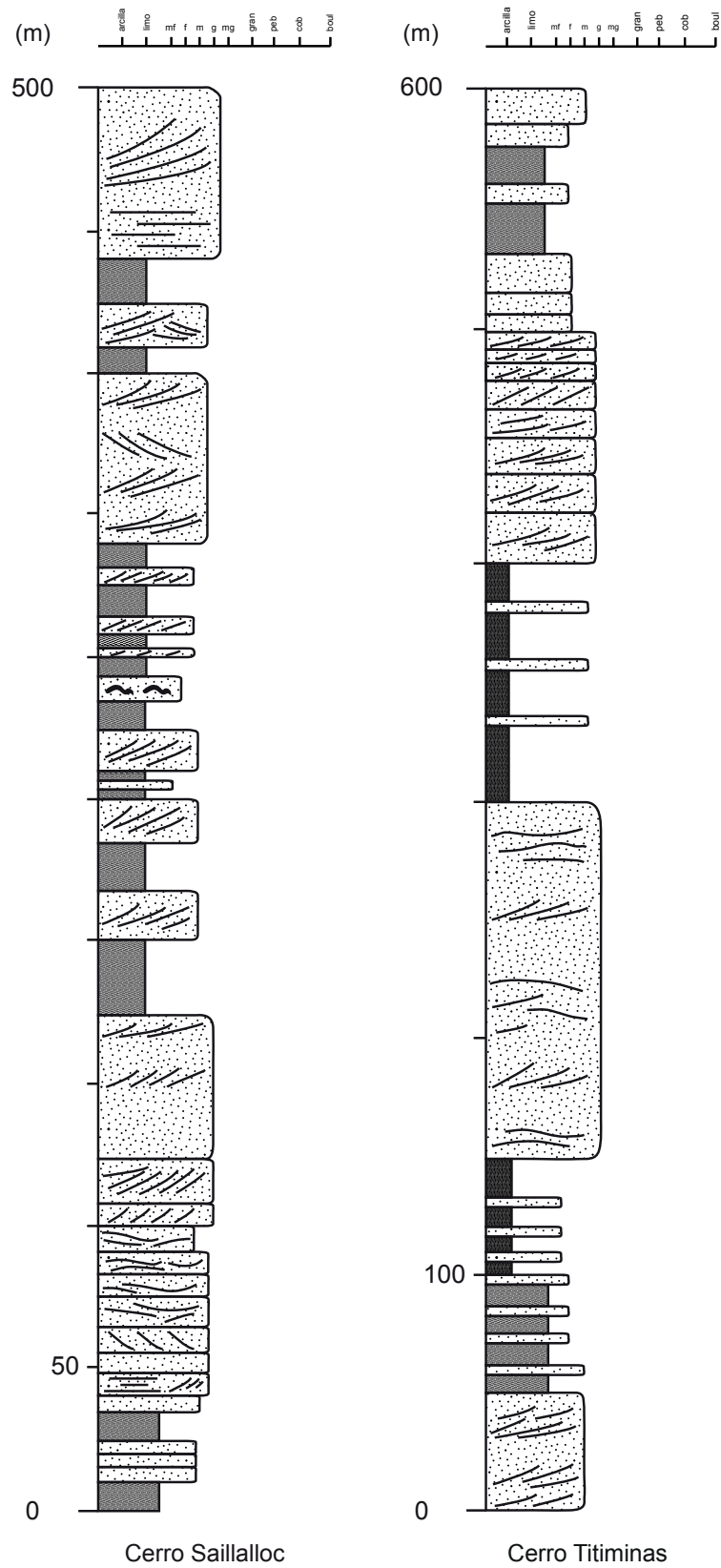


Figura 3.9. Columnas estratigráficas de la Formación Hualhuani en el área de Jaqui.

3.2.2. Paleógeno

-Basamento Eoceno-Oligoceno

Constituido por rocas paleógenas volcánico-clásticas plegadas en las que se distinguieron una unidad sedimentaria inferior y otra volcánica superior. Sobreyacen en fuerte discordancia angular al Grupo Yura e infrayacen de la misma manera a la Formación Puquio y al Grupo Nazca. Junto con las rocas mesozoicas, se encuentran levantadas respecto a la Formación Puquio por medio de una falla inversa NO-SE que recorre el valle del río San José. No obstante, la unidad volcánica está cartografiada en estudios anteriores como la Formación Castrovirreyna del Oligoceno Superior (Castillo y Barreda, 1973; Caldas et al., 1981; Castillo et al., 1993; Montoya et al., 1994; Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 2001). La cual también aflora en el departamento de Huancavelica (Salazar y Landa, 1970 y 1993), donde está datada por K/Ar entre los ~27-21Ma (Noble et al., 1974; McKee y Noble, 1982).

De esta manera, la denominación regional “Castrovirreyna” para la unidad volcánica preneógena del área de estudio corresponde verdaderamente a una unidad más antigua que la Formación Castrovirreyna del centro del Perú. Por lo que, para efectos del presente estudio, se le ha considerado junto a la unidad sedimentaria como parte de un basamento de edad eocena-oligocena.

El **basamento sedimentario** corresponde a la Formación San Pedro (Pe-bi) del Eoceno (INGEMMET, 2013) que infrayace en discordancia progresiva al basamento volcánico. Sus principales afloramientos se encuentran hacia el suroeste de Puquio (Fig. 3.10).



Figura 3.10. Formación San Pedro en las partes bajas del cerro Barranca.

Está conformada por una secuencia plegada rojizo-violácea de 600m de areniscas volcanogénicas, conglomerados, ignimbritas soldadas y brechas volcánicas que son intruidas por dioritas eocenas (Peo-di) (Fig. 3.11).



Figura. 3.11. Vista SE-NO de la Formación San Pedro (A) intruida por dioritas eocenas (B) en la margen derecha del río Acarí (mina Chumpihuato).

El **basamento volcánico** aflora en las partes bajas de la cadena de cerros San Cristóbal. Sobreyace en discordancia progresiva al basamento sedimentario (Pe-bi) e infrayace en discordancia angular a la Formación Puquio. Se divide en dos subunidades concordantes (INGEMMET, 2013): La inferior, de edad eocena-oligocena (Peo-bs/1) consta de aproximadamente 800m ignimbritas soldadas, bloques y cenizas en capas violáceas y/o rojizo-verdosas. Mientras que la superior (Po-bs/2), del Oligoceno inferior, corresponde a 350m de ignimbritas soldadas de cenizas y andesitas. Intercaladas con niveles ocasionales de areniscas rojizas y limolitas, que engloban bloques de calizas replegadas de hasta 8m de diámetro (Fig. 3.12).

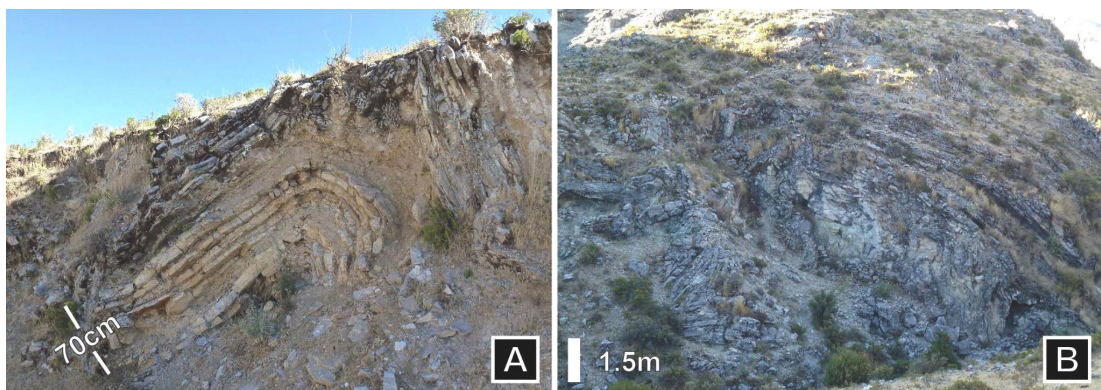


Figura 3.12. Calizas replegadas (A y B) de la subunidad superior del basamento volcánico del Oligoceno inferior.

3.2.3. Neógeno

-Formación Puquio

Unidad volcanogénica que sobreyace en discordancia angular al basamento Eoceno-Oligoceno, infrayace a los volcánicos Sillapaca y Barroso inferior-superior, así como está intruida por domos dacíticos del Mioceno (Nm-da). Aflora principalmente en la depresión San José norte (Ajtapa), San José sur (Lucanas-Puquio) y a lo largo de la carretera Interoceánica (Fig. 3.13). Está compuesta por conglomerados, areniscas, limoarcillas e ignimbritas no soldadas de cenizas. Sus relaciones estratigráficas respecto a las rocas del Paleógeno y Mioceno-Plioceno permiten asignarle una edad miocena.



Figura 3.13. Vista SE-NO de la Formación Puquio desde la carretera Interoceánica.

-Volcánicos Nazca

Corresponden a las rocas volcánicas del Mioceno inferior-medio de los arcos Huaylillas-Nazca (INGEMMET, 2013; Mamani et al., 2010):

La **secuencia volcánica Jollapata** está constituida por ignimbritas plegadas que sobreyacen al basamento Eoceno-Oligoceno e infrayacen al Grupo Nazca en los alrededores de Colccapampa y cerro Puyhuanlla (Fig. 3.14). Se divide en tres niveles estratigráficos: El inferior (Nm-jo/1), consta de 200m de ignimbritas no soldadas de cenizas y biotitas. El intermedio (Nm-jo/2), corresponde a una franja de hasta 400m de espesor en la cual Roperch et al. (2011) obtuvo las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los 20.1 y 18.8Ma en ignimbritas gris blanquecinas no soldadas de cenizas ricas en cristales de biotitas. El superior (Nm-jo/3), está representado por una intercalación de 200m de andesitas e ignimbritas no soldadas de cenizas que están datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 18.1Ma (Roperch et al., 2011).



Figura 3.14. Vista NO-SE de la secuencia volcánica Jollapata desde el cerro Puyhuanlla.

La **secuencia volcánica Untuma** aflora en la parte sur de la cadena de cerros Antaorjo. Sobreyace en discordancia angular al basamento Eoceno-Oligoceno e infrayace a los productos del centro volcánico Chinchecca. Está constituida por 150m de ignimbritas blanquecinas no soldadas de cenizas ricas en cristales de biotita y cuarzo.

El **Grupo Nazca** sobreyace en discordancia angular a las rocas del basamento Eoceno-Oligoceno y a la secuencia volcánica Jollapata en la Planicie Nazca (Fig. 3.15). Su base comienza con conglomerados que son sobreyacidos hasta por 250m de ignimbritas no soldadas de cenizas y pómez datadas por K/Ar entre los 23.3 y 18.7Ma (Noble et al., 1979). Además, la presencia de conglomerados está interpretada como el inicio de la sedimentación neógena intramontañosa en la ZIVA (Noble et al., 1979).



Figura 3.15. Ignimbritas del Grupo Nazca hacia el norte de San Cristóbal.

Los productos del **centro volcánico Chinchecca** del Mioceno medio se localizan en el extremo sureste de la cadena de cerros Antaorjo. Conforman 300m de ignimbritas violáceas no soldadas intercaladas con andesitas que infrayacen a los volcánicos Tres Cruces.

-Volcánicos Sillapaca-Barroso inferior

Corresponden a rocas volcánicas del Mioceno medio-superior que sobreyacen a la Formación Puquio e infrayacen a los volcánicos del Barroso inferior-superior (INGEMMET, 2013):

Los productos del **centro volcánico Tres Cruces**, ubicados al sureste de Puquio conforman 200m de andesitas e ignimbritas violáceas no soldadas que están datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 13.5Ma (Roperch et al., 2011). La **secuencia volcánica Colancajasa** se localiza en las partes bajas del centro volcánico Antaorjo, constituida por poco más de 100m de ignimbritas grisáceas no soldadas ricas en fragmentos líticos que sobreyacen a domos dacíticos miocenos (Nm-da). Los productos del **centro volcánico Concayllo**, ubicados en las partes altas de la depresión San José norte están conformados por 120m de ignimbritas no soldadas de cenizas y depósitos de caída piroclástica dacítico-riolíticos. El **centro volcánico Antaorjo**, aflora en las partes altas de la depresión Puquio norte, donde presenta alrededor de 200m de ignimbritas gris blanquecinas no soldadas de cenizas que sobreyacen a domos dacíticos miocenos (Nm-da).

La **secuencia volcánica Ajtapa** se encuentra expuesta en las partes bajas de la cadena de cerros Antaorjo. Está compuesta por al menos 200m de una intercalación de bloques y cenizas e ignimbritas no soldadas de cenizas. Mientras que, la **secuencia volcánica Iruro** está conformada por 200m de ignimbritas no soldadas de cenizas que afloran en los alrededores de Ajtapa.

-Volcánicos Barroso inferior-superior

Corresponden a las rocas volcánicas del Mioceno superior a Plioceno que sobreyacen a la Formación Puquio y a los volcánicos Sillapaca-Barroso inferior (INGEMMET, 2013):

Los productos del **centro volcánico Incapacha (Fig. 3.16)** se observan en la cadena de cerros Antaorjo-Incapacha donde sobreyacen a las ignimbritas de los centros Antaorjo y Concayllo, así como a los volcánicos Colancajasa. Constan de 200m de ignimbritas gris parduzcas no soldadas de cenizas intercaladas con andesitas.

Además, la base de estos depósitos está datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 6.1Ma (Roperch et al., 2011).



Figura 3.16. Centro volcánico Incapacha.

El **centro volcánico Jellojasa** aflora en la cadena de cerros Antaorjo, cuyos productos sobreyacen a las secuencias volcánicas Ajtapa e Iruro, constituidos por ignimbritas no soldadas que tienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por roca total en 2.87Ma (Brandmeier, 2014).

3.2.4. Cuaternario

Las acumulaciones recientes e inconsolidadas del Pleistoceno y Holoceno se clasifican en depósitos glaciares (Qp-gl), fluvioglaciares (Qph-fg), fluviales (Qh-fl) y coluviales (Qh-co) que cuentan con hasta 100m de espesor; y se componen de bloques angulosos y cantos redondeados en matriz arenosa y/o arcillosa.

4. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PUQUIO

El cartografiado del área de estudio, con énfasis en las rocas volcanogénicas miocenas, se llevó a cabo por medio de seis columnas estratigráficas levantadas en el cerro Barranca, represa de Pachaya, Ajtapa, quebrada Cachimachay, Lucanas y Chalhuala (Fig. 4.1). Las que permitieron dividir a la Formación Puquio en los miembros A, B y C (Fig. 4.2).

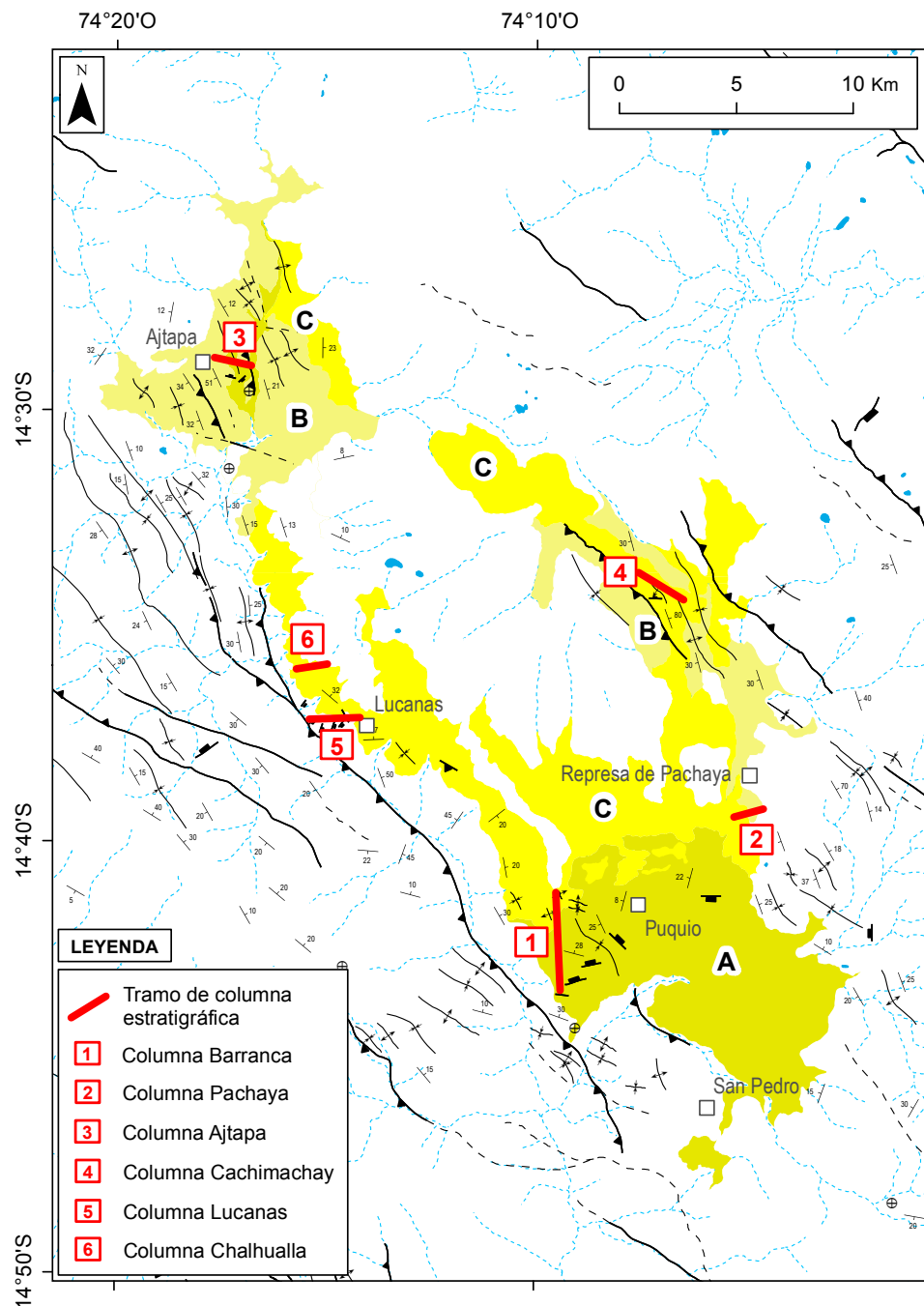


Figura 4.1. Mapa de afloramientos de los miembros A, B y C de la Formación Puquio.

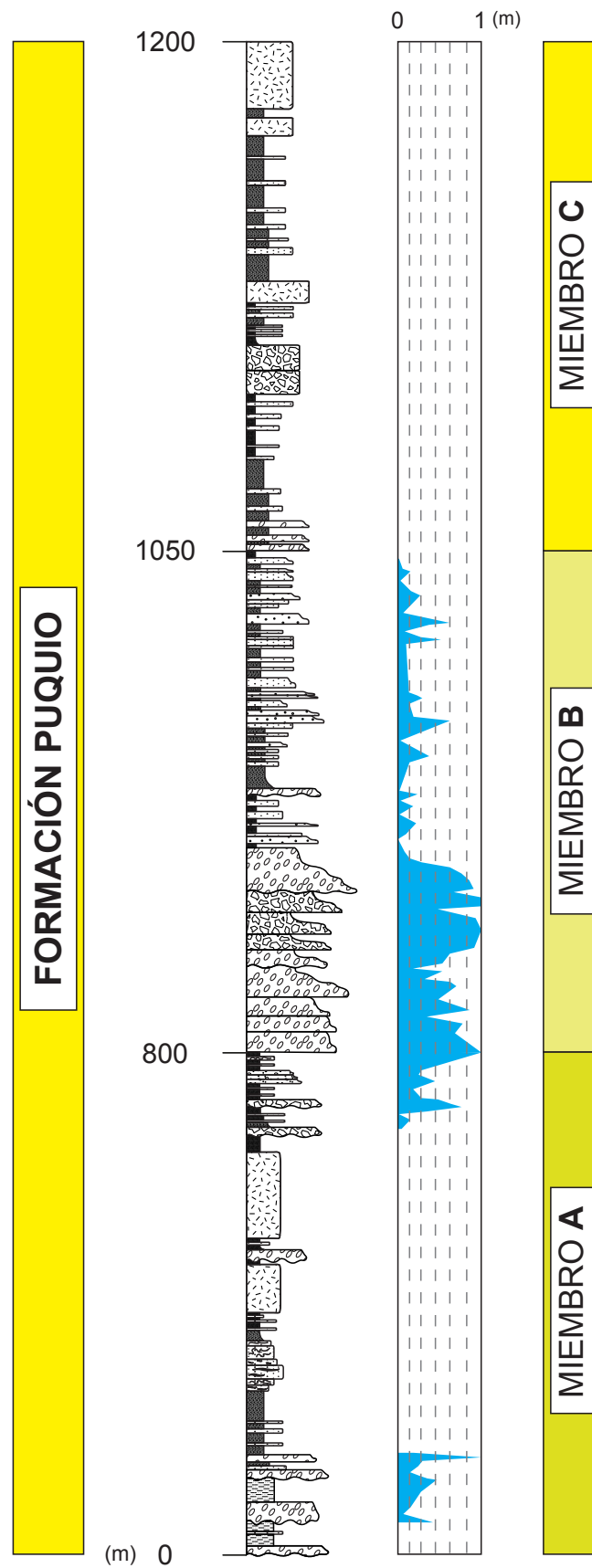


Figura 4.2. Columna estratigráfica generalizada de la Formación Puquio.

4.1. MIEMBRO A

Corresponde a la parte inferior de la Formación Puquio la cual sobreyace en discordancia angular al basamento Eoceno-Oligoceno e infrayace en ligera discordancia al Miembro B. Consta de 800m de conglomerados imbricados, areniscas volcanogénicas laminadas, limoarcillas, arcillas y bandas de yeso con deformación sinsedimentaria intercaladas con ignimbritas no soldadas de ceniza.

4.1.1. Columna Barranca

Localizada en los alrededores del cerro Barranca (Fig. 4.3) hacia el suroeste de Puquio. Aquí, el Miembro A buza ligeramente hacia el este (Fig. 4.3).



Figura 4.3. Vista SO-NE de la base del Miembro A en el cerro Barranca.

El levantamiento estratigráfico se realizó desde la discordancia con el basamento Eoceno-Oligoceno hasta las cercanías de Puquio en la carretera Interoceánica (Fig. 4.4).

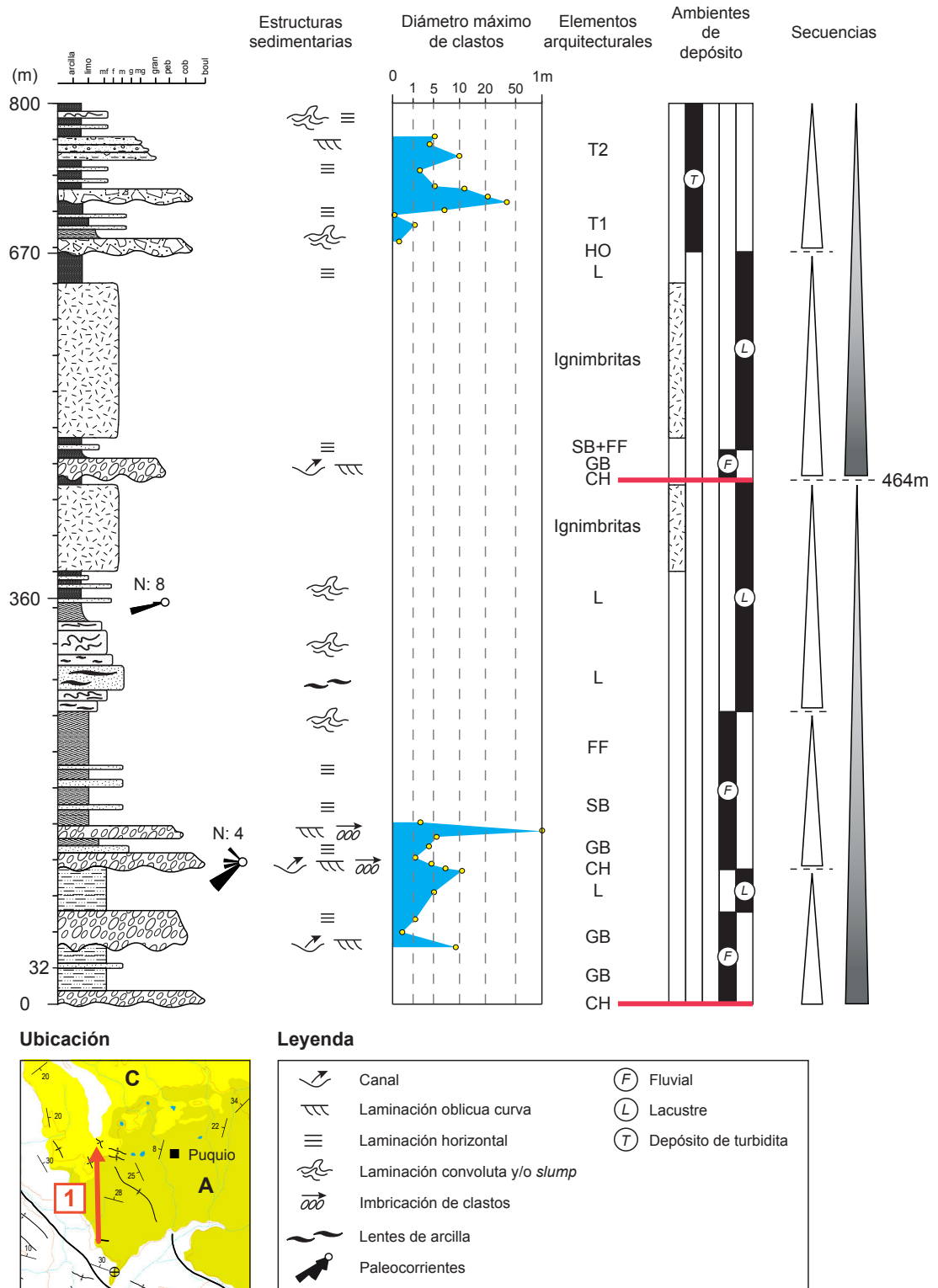


Figura 4.4. Columna estratigráfica del Miembro A de la Formación Puquio en el cerro Barranca.

-El nivel inferior (0-360m) presenta en la base una superficie erosiva sobreyacida por conglomerados de cantos imbricados y de guijarros subredondeados con laminación oblicua curva en una fábrica clasto-soportante; areniscas verdosas y/o violáceas de grano medio a grueso con laminación oblicua curva y horizontal; limoarcillas pardo-rojizas masivas; areniscas masivas parduzcas de grano muy fino a fino que incluyen bandas de yeso (Fig. 4.5A); y lentes oscuros de arcilla con laminaciones convolutas (Fig. 4.5B). Tanto los conglomerados como los fragmentos líticos de las areniscas están compuestos por ignimbritas violáceas soldadas del basamento Eoceno-Oligoceno, siendo el diámetro máximo de clastos 1m.

De esta forma, las facies identificadas son Gh, Gt, St, Sh, Fm, Sm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a CH, GB, SB, FF y L. Asimismo, las paleocorrientes tienen direcciones hacia el suroeste y oeste.

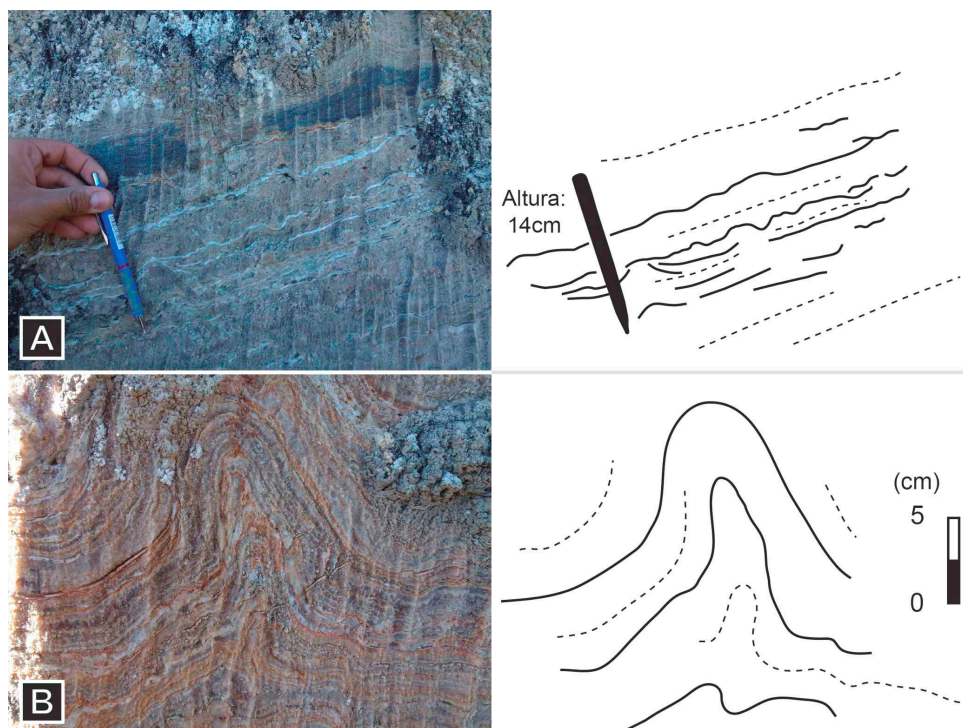


Figura 4.5. Bandas de yeso (A) intercaladas con lentes oscuros de arcillas con laminación convoluta (B).

El nivel intermedio (360-670m) está constituido por limoarcillas parduzcas con bioturbación por raíces; arcillas pardo-rojizas masivas; conglomerados y areniscas laminadas (Fig. 4.6). A su vez, están intercaladas con ignimbritas no soldadas de cenizas ricas en cristales de cuarzo y biotita (Fig. 4.7). Los niveles arcillosos exhiben *slumps* y laminaciones convolutas centimétricas. Igualmente que el nivel inferior, la composición de clastos está representada por el basamento Eoceno-Oligoceno.

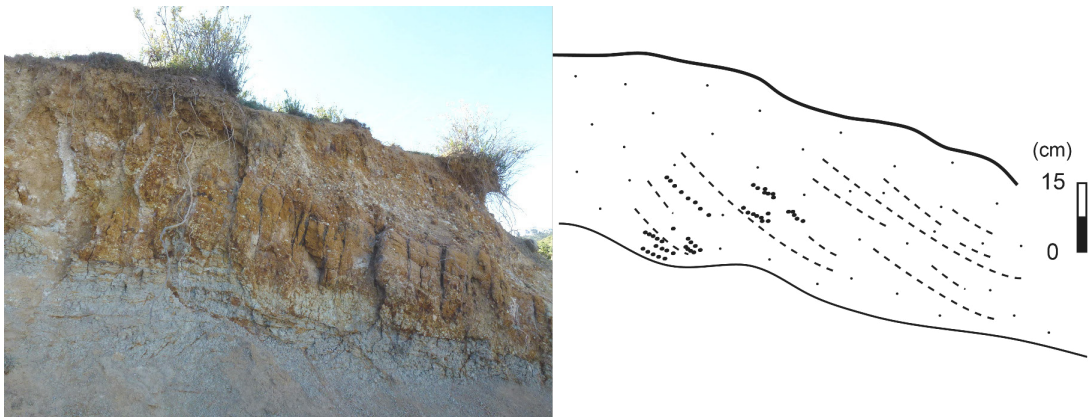


Figura. 4.6. Conglomerados de guijarros y areniscas de grano grueso con laminación oblicua curva y/o acanalada.



Figura 4.7. Arcillas que alternan con ignimbritas no soldadas de cenizas.

De esta forma, las facies identificadas son FI, Fm, Gh, Gt y Sh; cuyos elementos arquitecturales corresponden a L, CH, GB, SB+FF (Fig. 4.8). Asimismo, las paleocorrientes tienen direcciones hacia el oeste.



Figura. 4.8. Barras conglomerádicas gris oscuras y arenosas gris claras.

El análisis PIMA de 120 muestras tomadas en el nivel inferior e intermedio indica que el yeso es abundante en los niveles arcillosos, donde su contenido relativo es inversamente proporcional al de la esmectita (Fig. 4.9).

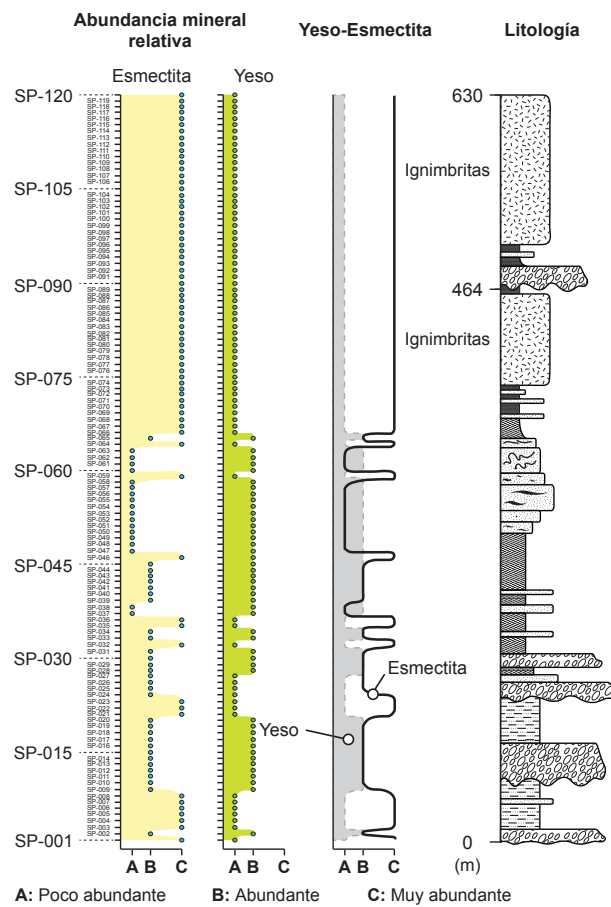


Figura 4.9. Contenido relativo de esmectita y yeso. Nótese que la abundancia de esmectita se reduce progresivamente hacia la muestra SP-060.

El nivel superior (670-800m) está constituido por conglomerados de bloques y cantos subredondeados englobados en una matriz limoarcillosa moderadamente seleccionada con fábrica matriz-soportante y gradación normal (Fig. 4.10). Sobre los que yacen areniscas gris beige de grano grueso a medio con laminaciones horizontales, arcillas parduzcas masivas (Fig. 4.11); y areniscas blanquecinas de grano muy fino a fino masivas de matriz arcillosa que exhiben *slumps* y laminaciones convolutas adjuntas a fallas normales sinsedimentarias (Figs. 4.12 y 4.13). Los clastos están representados por el basamento Eoceno-Oligoceno y alcanzan los 45cm.

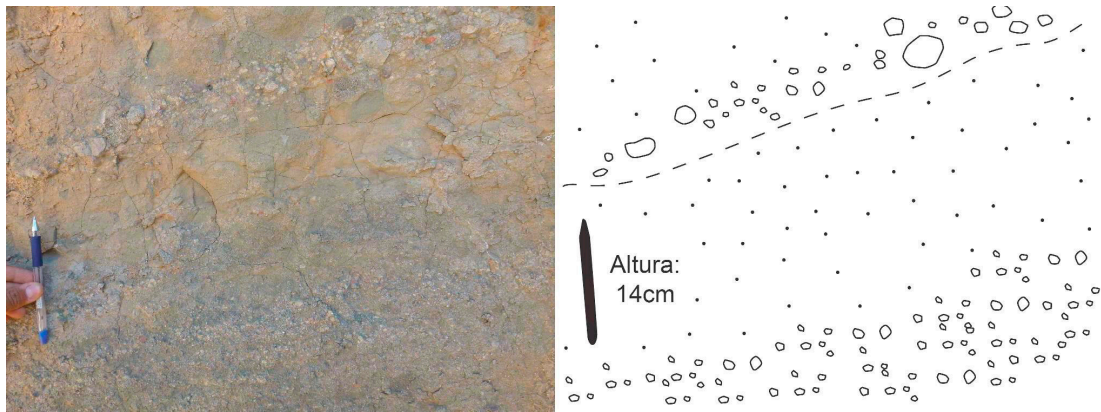


Figura 4.10. Conglomerados de cantos con soporte de matriz que gradan hacia el tope a areniscas de grano grueso a medio.

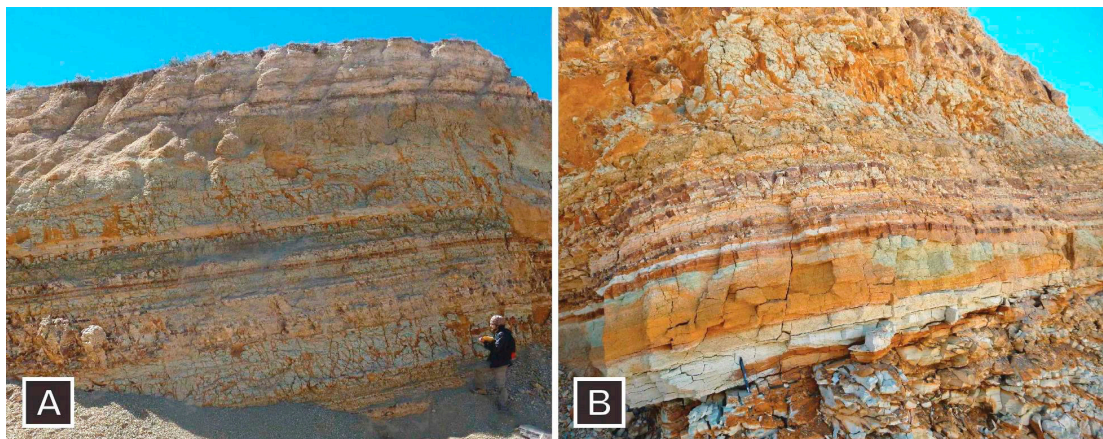


Figura 4.11. Afloramiento de arcillas parduzcas (A) que contienen niveles blanquecinos centimétricos de areniscas de grano grueso en un arreglo con gradación normal (B).

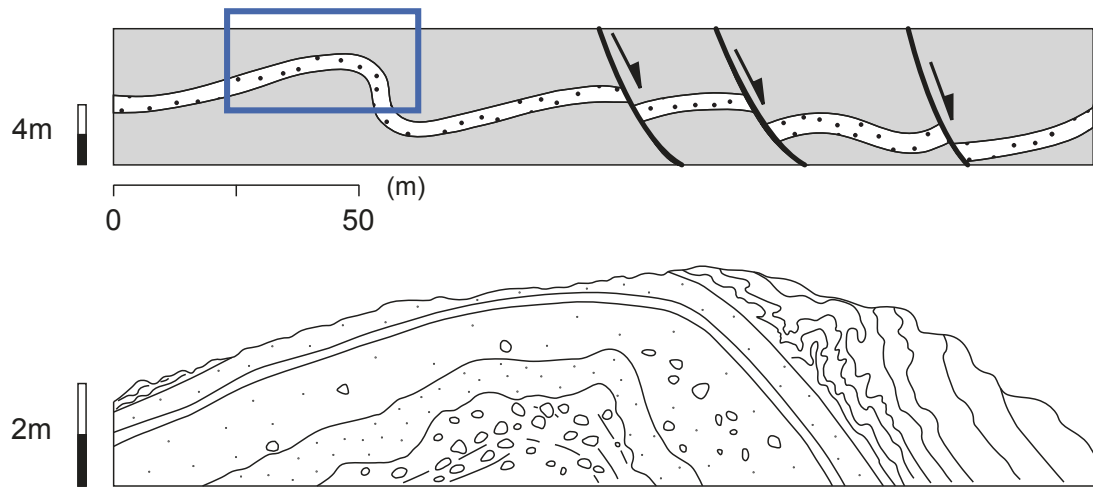


Figura 4.12. Vista SO-NE de la intercalación de conglomerados, areniscas de grano grueso y areniscas arcillosas con *slumps*. Este replegamiento está asociado a fallas normales sinsedimentarias.

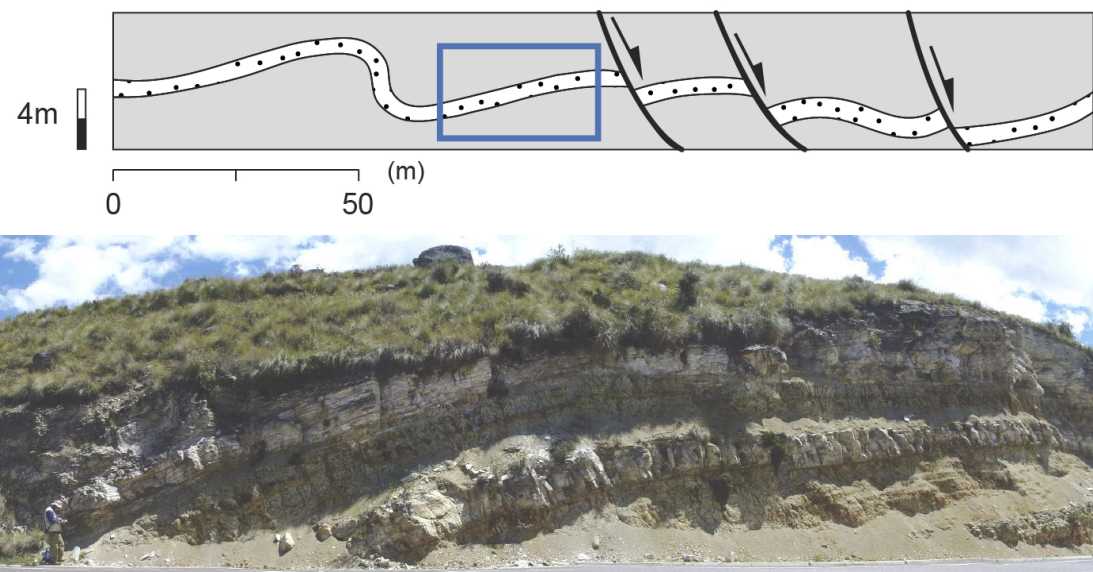


Figura 4.13. Vista SO-NE de los estratos flexionados de areniscas arcillosas por plegamiento sinsedimentario.

De esta forma, las facies identificadas son Ta, Tb, Tc, Td; cuyos elementos arquitecturales corresponden a HO, T1, T2.

4.2. MIEMBRO B

Corresponde a la parte intermedia de la Formación Puquio. En el valle del río Cceronta sobreyace en discordancia angular al basamento Eoceno-Oligoceno. Así como regionalmente se encuentra en ligera discordancia sobre el Miembro A, siendo concordante con el Miembro C suprayacente. Además, infrayace a los volcánicos Sillapaca, Barroso inferior y superior. Se compone de 250m de conglomerados imbricados, areniscas volcanogénicas con estratificación cruzada acanalada, limoarcillas, arcillas e ignimbritas no soldadas de cenizas.

4.2.1. Columna Pachaya

Localizada en la represa de Pachaya en la margen izquierda del río Cceronta al noreste de Puquio, donde los estratos del Miembro B buzan hacia el oeste (Fig. 4.14).

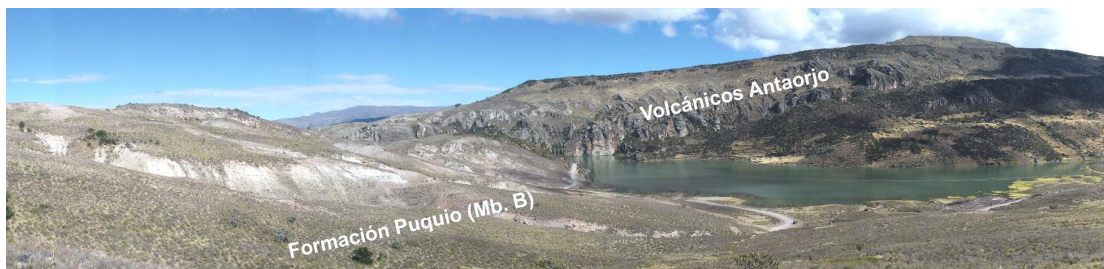


Figura 4.14. Vista S-N de la represa de Pachaya, donde las ignimbritas del centro volcánico Antaorjo sobreyacen al Miembro B.

El levantamiento estratigráfico se realizó desde la entrada de la represa hasta las alturas de las colinas circundantes (Fig. 4.15).

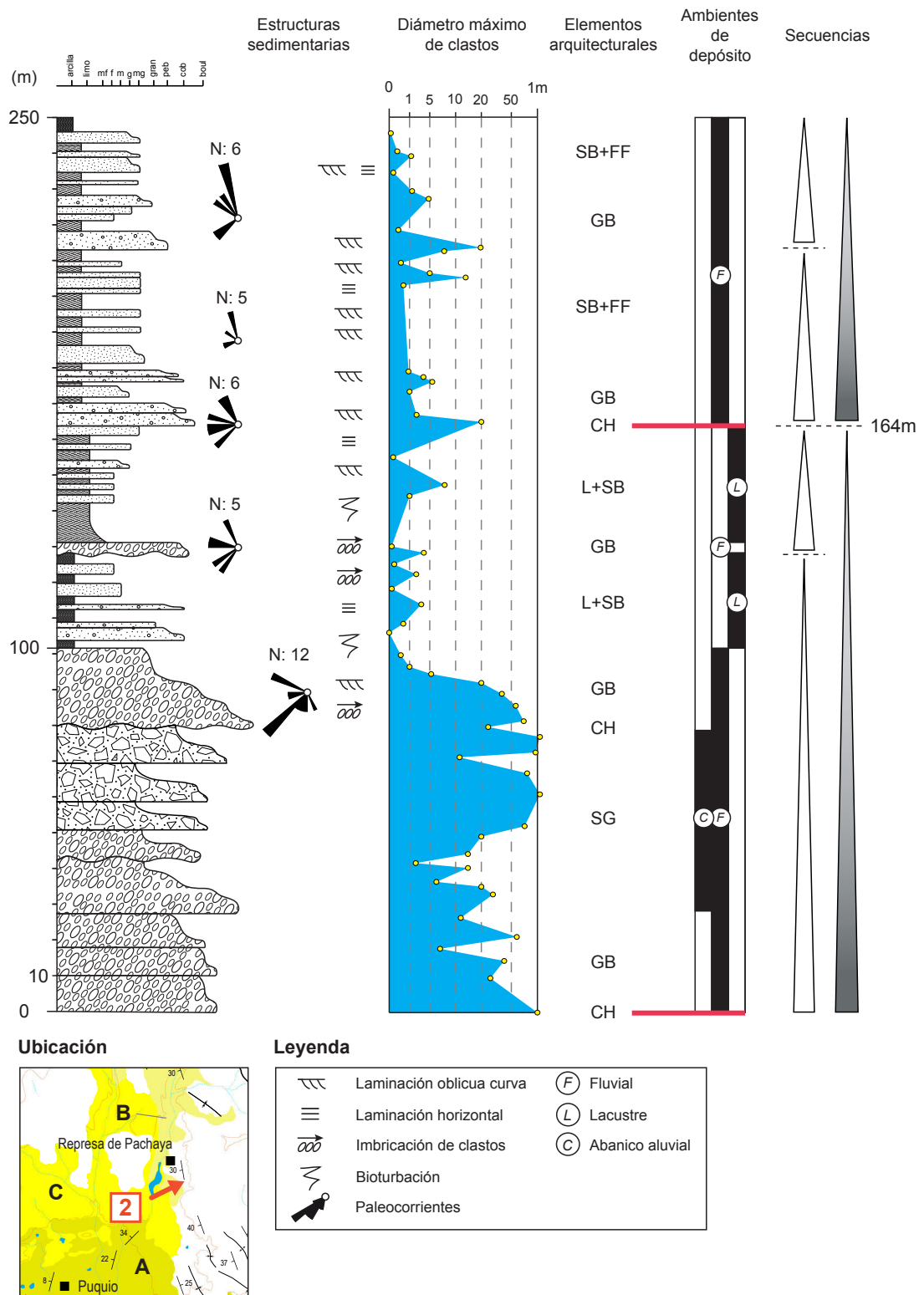


Figura 4.15. Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Puquio en la represa de Pachaya.

El **nivel inferior (0-100m)** presenta en su base una superficie erosiva sobreyacida por conglomerados de cantos y bloques imbricados en matriz arenosa de grano grueso bien seleccionada con fábrica clasto-soportante, gradación normal, laminaciones horizontales y oblicuas curvas. Sobre los que se observa también conglomerados de cantos y bloques no imbricados en matriz limoarcillosa mal seleccionada con incipiente gradación (Fig. 4.16). La composición de clastos está representada por el basamento Eoceno-Oligoceno y alcanzan diámetros de 1m.

De esta forma, las facies identificadas son Gh, Gt, Gmm y Gmg; cuyos elementos arquitecturales corresponden a GB y SG. Asimismo, las paleocorrientes tienen direcciones hacia el suroeste.

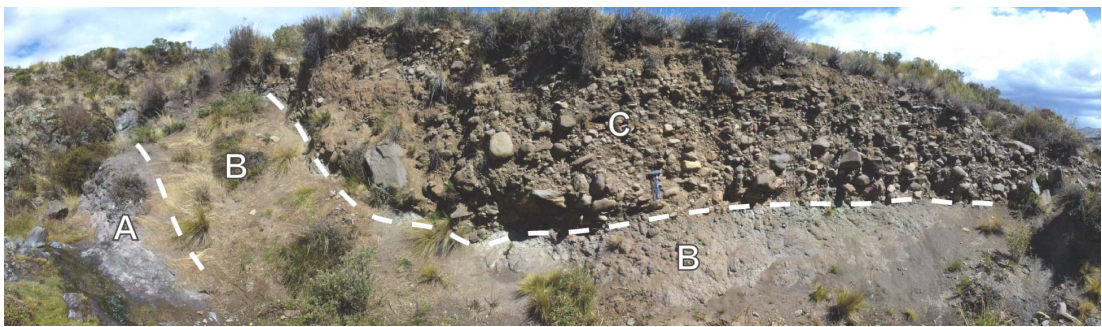


Figura 4.16. Vista E-O del basamento Eoceno-Oligoceno (A) que infrayace a conglomerados imbricados (B) y a otros poco seleccionados (C).

El nivel superior (100-250m) está constituido por conglomerados de gránulos, guijarros y cantos imbricados en matriz arenosa gruesa bien seleccionada con laminación oblicua curva; y areniscas de grano grueso con laminaciones oblicuas curvas y horizontales (Fig. 4.17A). Asimismo, se observan limoarcillas blanquecinas, arcillas rojizas masivas con paleoraíces intercaladas con areniscas de grano medio (Fig. 4.17B). La composición de clastos está representada por el basamento Eoceno-Oligoceno (Fig. 4.17C) y alcanzan diámetros de 20cm.

De esta forma, las facies identificadas son Gt, St, Sh, Fl, Fm, Sm, Gh; cuyos elementos arquitecturales corresponden a L+SB, GB, CH y SB+FF. Asimismo, las paleocorrientes tienen direcciones iniciales hacia el suroeste y oeste las que a partir del nivel 164m cambian al norte.

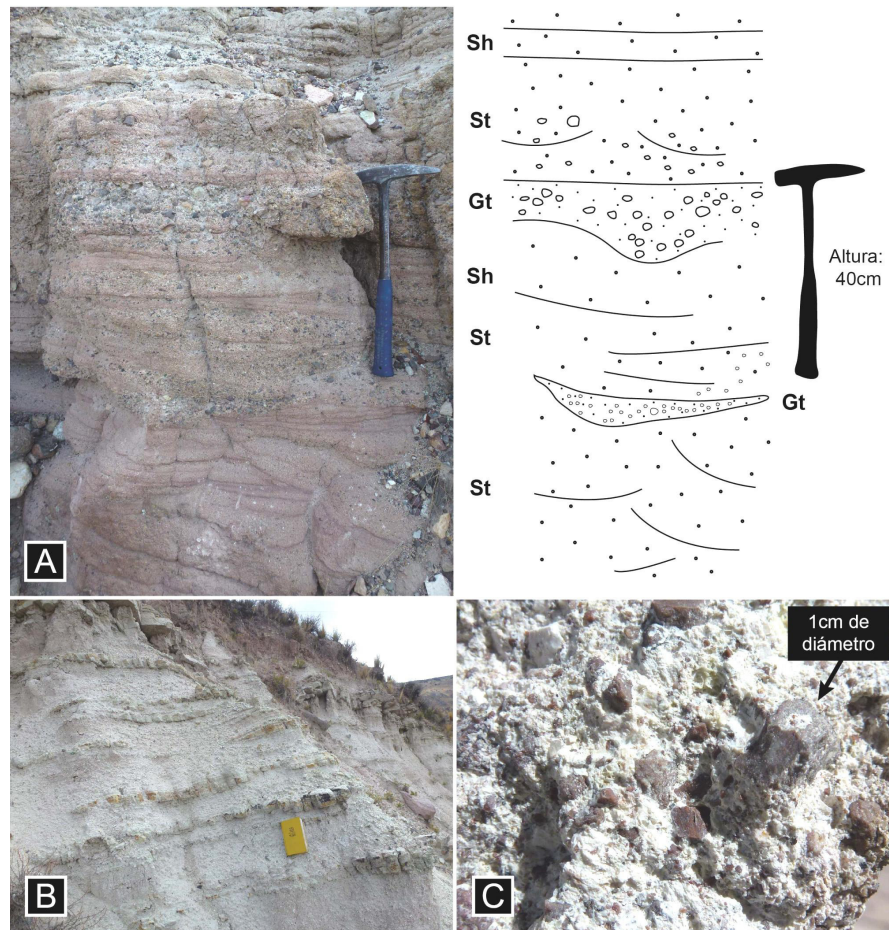


Figura 4.17. A: Conglomerados y areniscas con disposición acanalada. B: Intercalación de limoarcillas y areniscas. C: Muestra de arenisca, cuyos fragmentos líticos pertenecen a las ignimbritas violáceas soldadas del basamento Eoceno-Oligoceno.

4.2.2. Columna Ajtapa

Localizada en los alrededores Ajtapa. Su levantamiento estratigráfico se realizó a lo largo del cauce del río Iruro en la localidad de Ajtapa (Figs. 4.18 y 4.19).

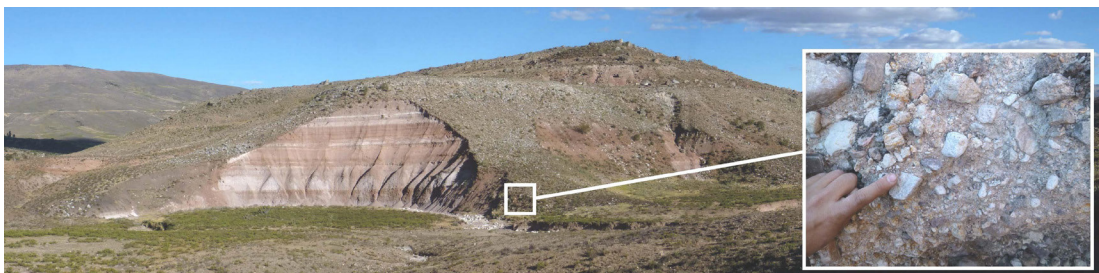


Figura 4.18. Vista NE-SO del Miembro B en el valle del río Iruro.

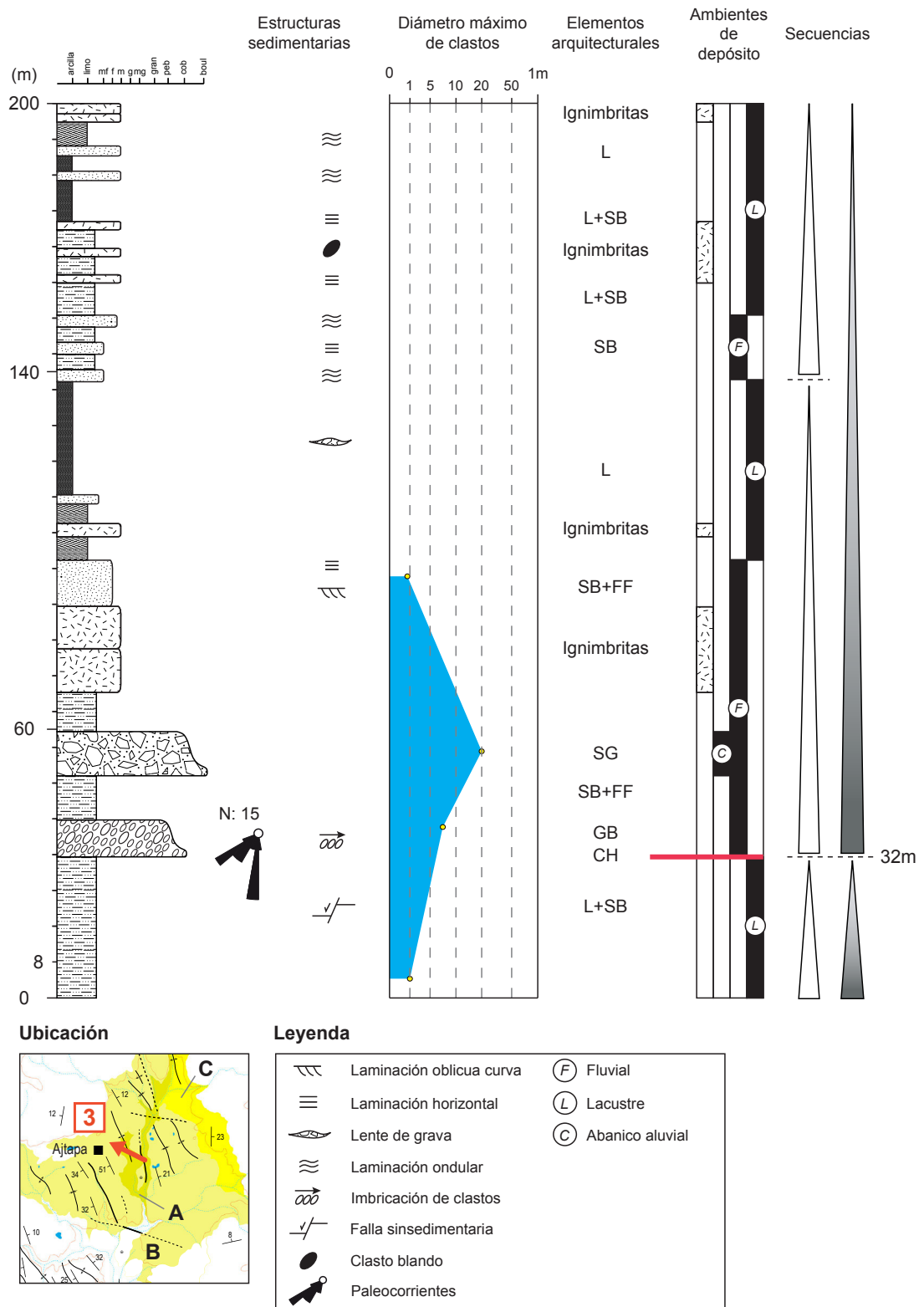


Figura 4.19. Columna estratigráfica del Miembro B de la Formación Puquio en Ajtapa.

-El nivel inferior (0-60m) presenta en su base limoarcillas afectadas por fallas normales sinsedimentarias que son sobreyacidas por una superficie erosiva. Seguidas de conglomerados de cantos imbricados subredondeados con fábrica clasto-soportante; areniscas de hasta 1m de espesor con laminación oblicua curva que engloban conglomerados de gránulos y guijarros (Fig. 4.20A); y arcillas rojizas. Así también, en el tope se observan conglomerados de cantos subangulosos con matriz limoarcillosa mal seleccionada, fábrica matriz-soportante e incipiente gradación (Fig. 4.20B). La composición de clastos está representada por el basamento Eoceno-Oligoceno cuyos diámetros alcanzan los 20cm.

De esta forma, las facies identificadas son Gh, Gp, Gt, Fl, St, Sh, Fm, Gmm y Gmg; cuyos elementos arquitecturales corresponden a GB, L+SB, CH, SB+FF y SG. Asimismo, las paleocorrientes tienen direcciones hacia el suroeste.

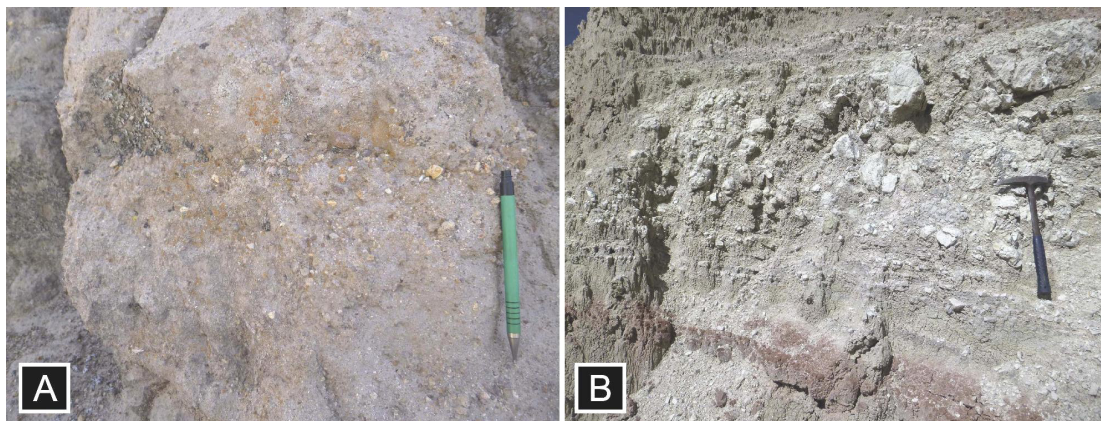


Figura 4.20. A: Gránulos y guijarros incluidos en un nivel de arenisca laminada.

B: Conglomerados de cantos poco seleccionados con soporte de matriz.

-El nivel intermedio (60-140m) está constituido por areniscas de grano fino a medio con laminación oblicua curva, horizontal y ondular (Fig. 4.21A); limoarcillas blanquecinas (Fig. 4.21B); ignimbritas no soldadas de cenizas ricas en cristales de cuarzo y biotita; y arcillas rojizas masivas que engloban lentes de conglomerados de guijarros y clastos blandos de ignimbritas no soldadas.

De esta forma, las facies identificadas son St, Sh, Sw y Fm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a SB+FF y L.

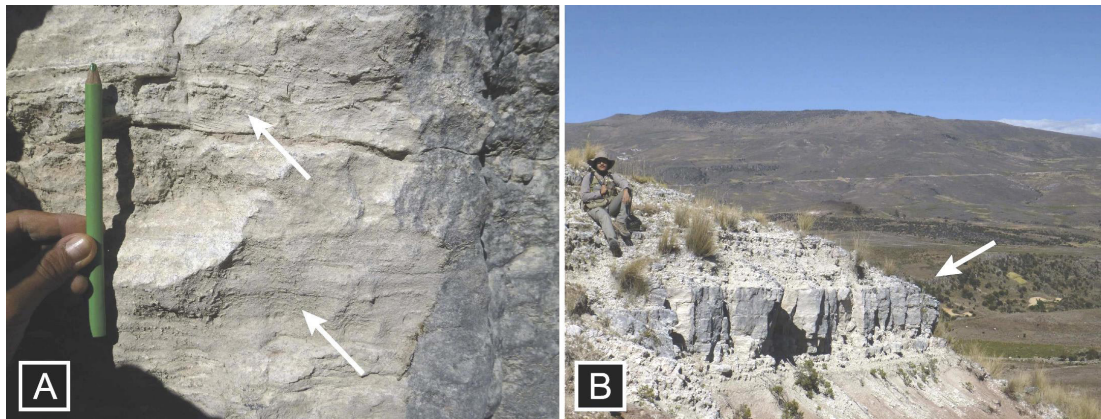


Figura 4.21. Areniscas laminadas (A) intercaladas con limoarcillas (B).

-El nivel superior (140-200m) está conformado por arcillas rojizas masivas, areniscas en estratos delgados e ignimbritas. Las facies identificadas son Fm, Fl y Sh; cuyos elementos arquitecturales corresponden a SB, L+SB y L.

4.3. MIEMBRO C

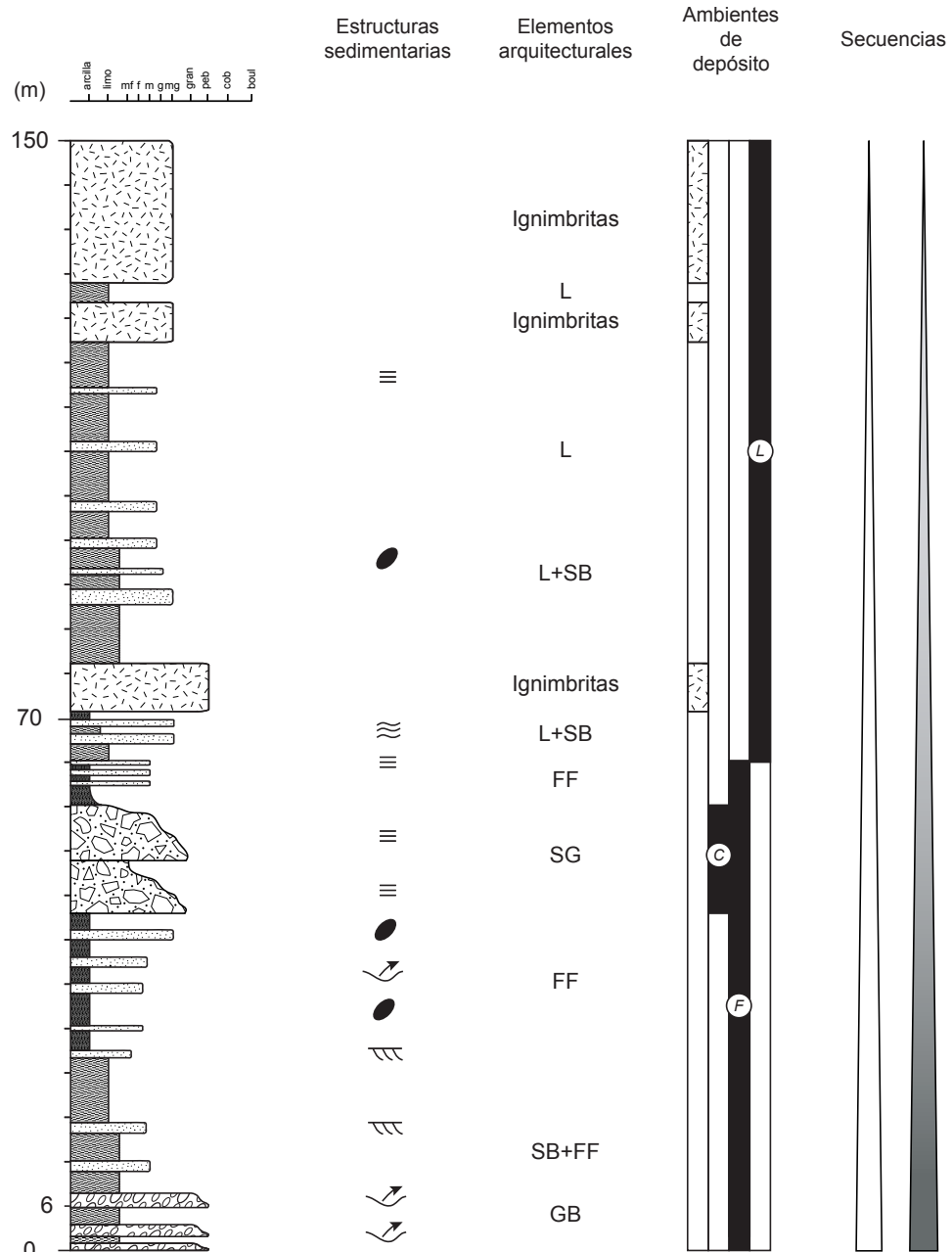
Corresponde a la parte superior de la Formación Puquio. En la margen izquierda del río San José, se le observa en discordancia encima del basamento Eoceno-Oligoceno y el Miembro A; y en concordancia sobre el Miembro B. Asimismo, infrayace a los volcánicos Sillapaca, Barroso inferior-superior. Se compone de 150m de limoarcillas, arcillas, areniscas volcanogénicas, ocasionales conglomerados e ignimbritas no soldadas de cenizas.

4.3.1. Columna Cachimachay

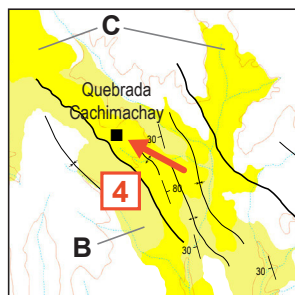
Localizada en la quebrada Cachimachay (Fig. 4.22). El levantamiento estratigráfico se realizó desde el contacto con el Miembro B hasta la discordancia que infrayace a los volcánicos Antaorjo (Fig. 4.23).



Figura 4.22. Panorámica SO-NE de la quebrada Cachimachay en el río Cceronta.



Ubicación



Legenda

	Laminación oblicua curva		Fluvial
	Laminación horizontal		Lacustre
	Laminación ondular		Aluvial
	Clasto blando		

Figura 4.23. Columna estratigráfica del Miembro C de la Formación Puquio en la quebrada Cachimachay.

-El **nivel inferior (0-70m)** presenta en su base conglomerados de gránulos y guijarros con laminaciones oblicuas curvas-planares en matriz limoarcillosa rojiza; areniscas blanquecinas de grano fino con laminaciones oblicuas curvas; limoarcillas rojizas (Fig. 4.24); y estratos delgados de areniscas de grano fino a medio. Los niveles arcillosos engloban clastos blandos de areniscas y limoarcillas, así como pómez retrabajadas de hasta 1cm de diámetro.

Al tope, se observan 12m de conglomerados de gránulos subredondeados con incipiente laminación horizontal y gradación normal envueltos en una matriz arcillosa rojiza; seguidos de arcillas rojizas masivas y areniscas de grano medio a grueso con laminación ondular. La composición de clastos corresponde a ignimbritas no soldadas de cenizas.

Las facies identificadas son Gt, Gp, St, Fl, Gmg, Fm y Sw; cuyos elementos arquitecturales corresponden a GB, SB+FF, FF, SG y L+SB.



Figura 4.24. Intercalación de limoarcillas rojizas y areniscas blanquecinas que afloran debajo de los volcánicos Antaorjo (señalados por flechas).

-El **nivel superior (70-150m)** presenta en su base ignimbritas no soldadas de cenizas ricas en cristales de cuarzo y biotita; limoarcillas blanquecinas masivas que engloban clastos blandos de hasta 1m de diámetro de ignimbritas (Fig. 4.25A); y areniscas de grano medio a grueso laminadas e intercaladas con limoarcillas (Fig. 4.25B). En el tope, se observa nuevamente que las limoarcillas alternan con ignimbritas no soldadas de cenizas ricas en cristales de cuarzo y biotita en un arreglo estratocreciente.

Las facies identificadas son Sh, Fm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a L+SB y L.

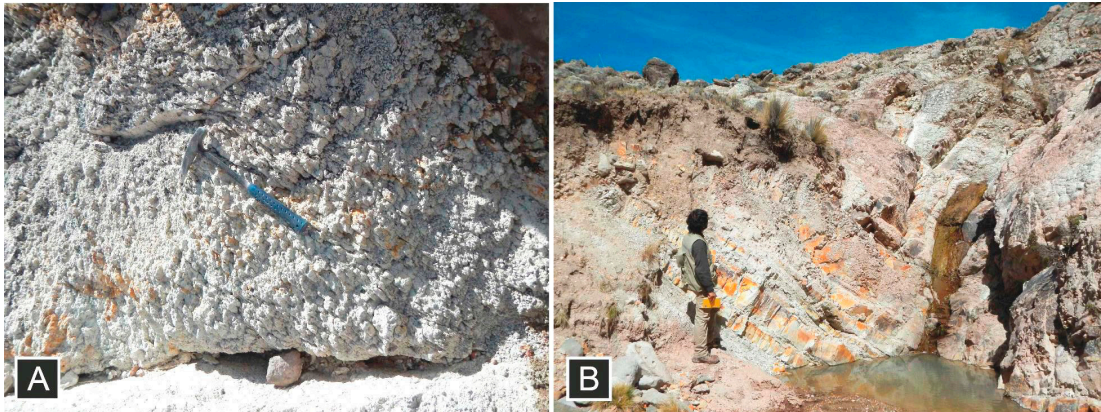


Figura 4.25. A: Ignimbritas re trabajadas. B: Intercalación de areniscas y limoarcillas.

4.3.2. Columna Lucanas

Localizada en los alrededores de Lucanas (Fig. 4.26) a lo largo de la carretera Interoceánica. El levantamiento estratigráfico (Fig. 4.27) se realizó desde el contacto discordante con el basamento Eoceno-Oligoceno hasta la base de los volcánicos Antaorjo.

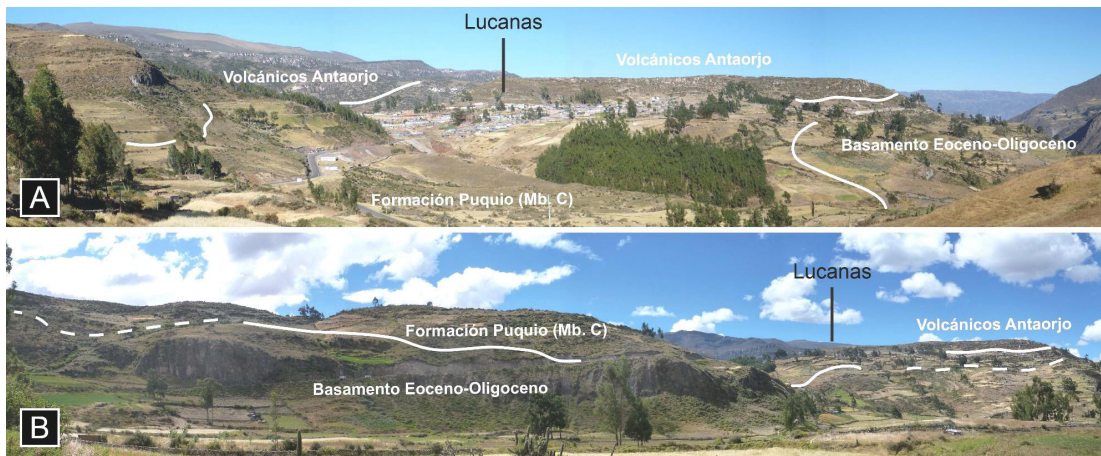
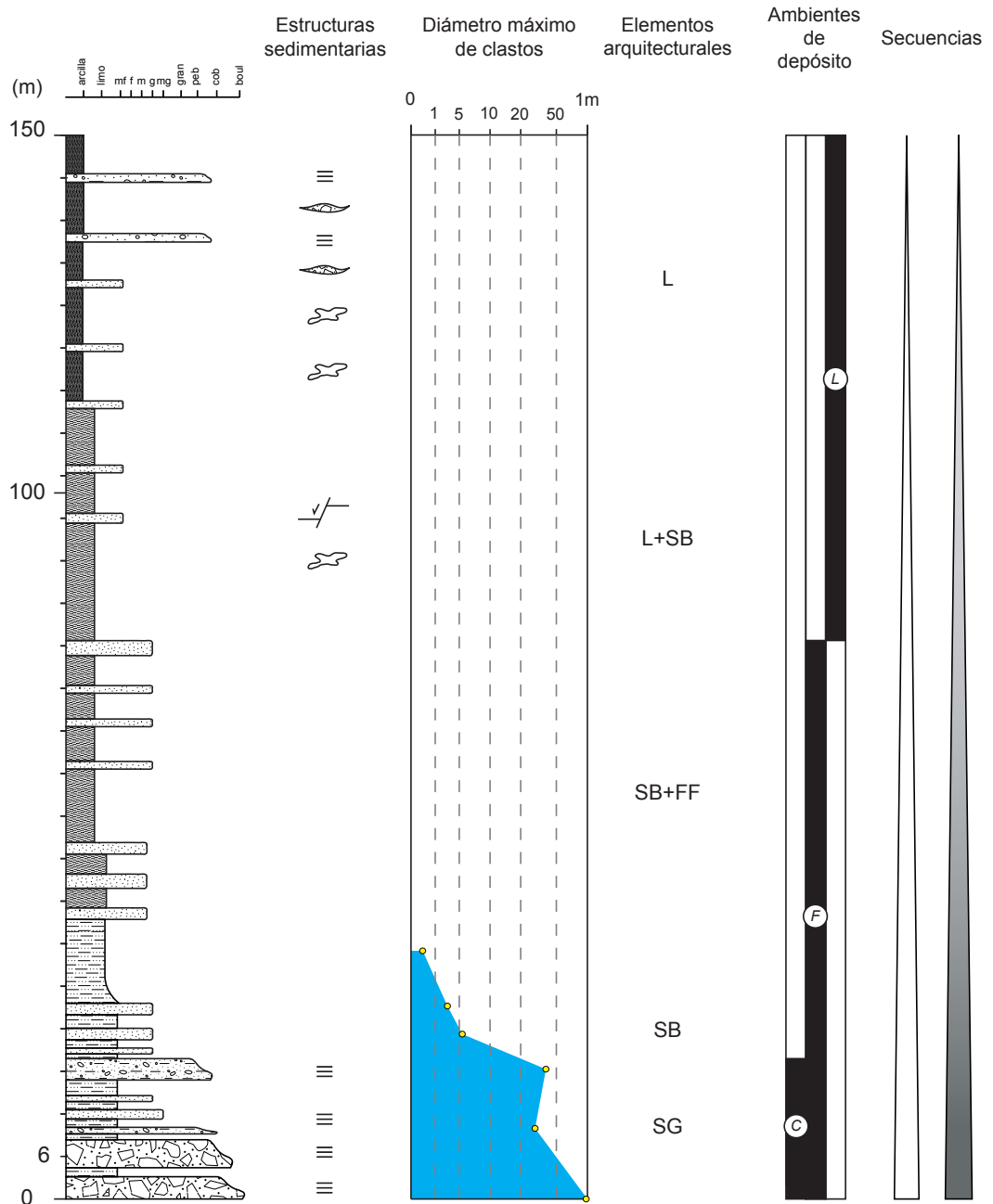
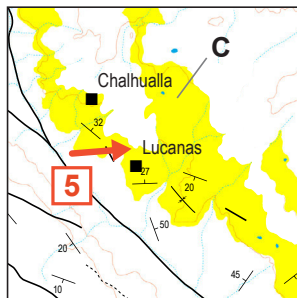


Figura 4.26. Panorámicas NE-SO hacia Lucanas. Tanto en A como en B los afloramientos del Miembro C tienen disposición horizontal.



Ubicación



Leyenda

≡	Laminación horizontal	(F)	Fluvial
—○—	Lente de grava	(L)	Lacustre
≡	Laminación ondular	(C)	Abanico aluvial
—/—	Falla sinsedimentaria		
—○—	Clasto retrabajado		

Figura 4.27. Columna estratigráfica del Miembro C de la Formación Puquio en Lucanas.

-El nivel inferior (0-100m) presenta en su base 8m de conglomerados de cantos masivos con soporte de matriz limoarcillosa gris plomiza y gradación normal (Fig. 4.28A). Así como conglomerados de cantos masivos estratificados poco seleccionados (Fig. 4.28B y 4.28C), y areniscas de grano grueso a muy grueso laminadas y masivas. En el tope se observan limoarcillas rojizas que incluyen estratos delgados de areniscas de grano fino a medio y clastos de ignimbritas retrabajadas (Fig. 4.29A); y arcillas rojizas afectadas por fallas normales sinsedimentarias (Fig. 4.29B). La composición de clastos está representada por el basamento Eoceno-Oligoceno cuyos tamaños alcanzan 1m.

Las facies identificadas son Gmg, Gmm, St, Sm, Fl, Fm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a SG, SB+FF y L+SB.

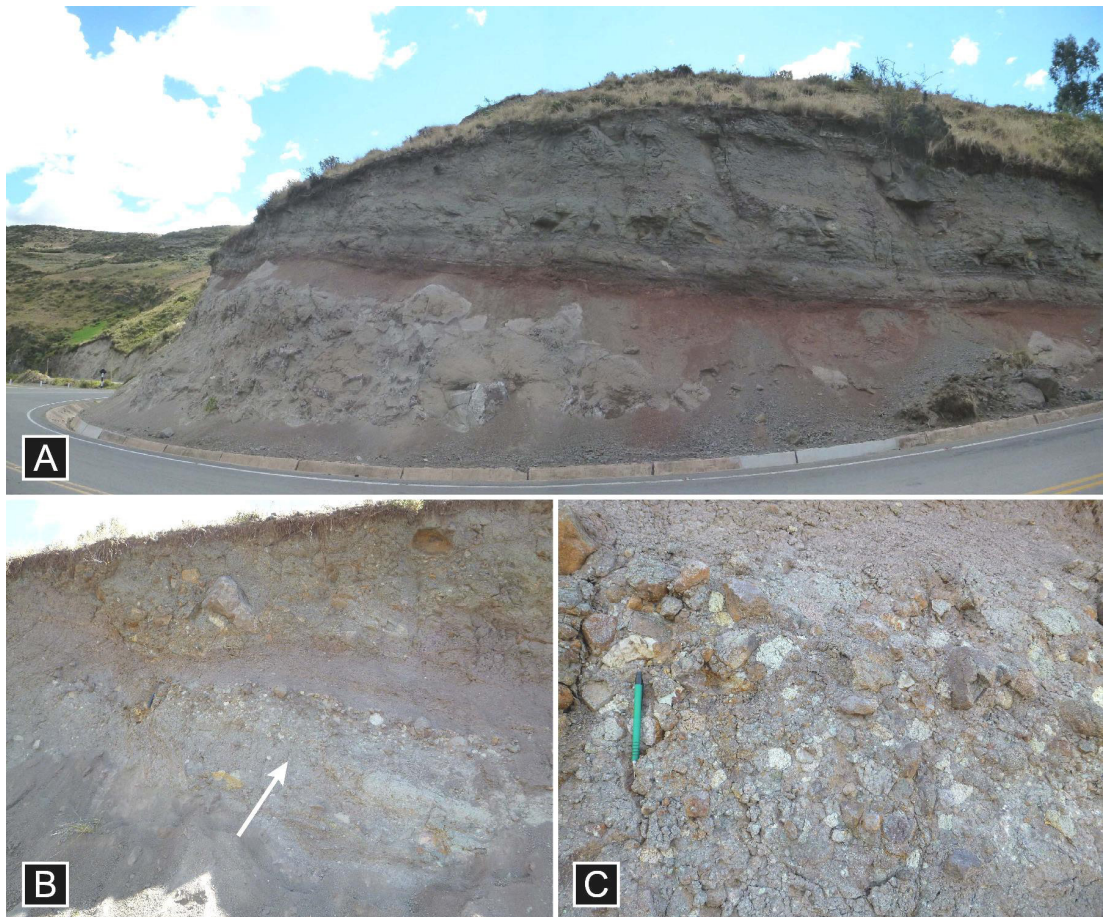


Figura 4.28. Contacto entre el basamento Eoceno-Oligoceno y los conglomerados de la base del Miembro C (A); los que están bien estratificados (B), pero pobremente seleccionados (C).

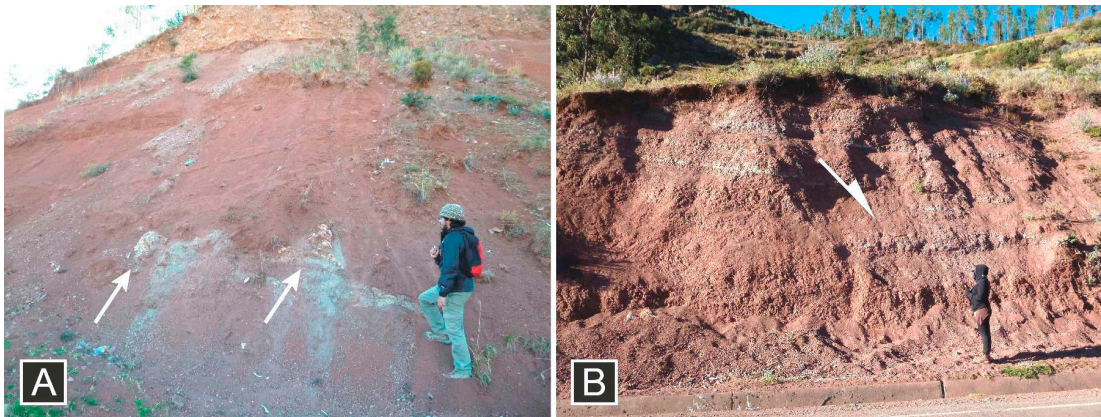


Figura 4.29. A: Clastos re trabajados de ignimbritas en limoarcillas. B: Falla normal sinsedimentaria cuyo bloque techo muestra desplazamiento hacia la persona.

-El nivel superior (100-150m) está constituido por arcillas rojizas masivas que engloban lentes de conglomerados de gránulos y areniscas masivas de grano muy fino. Así como por niveles delgados de conglomerados de guijarros ligeramente imbricados.

Las facies identificadas son Fm, Sm y Gh; siendo L el elemento arquitectural predominante.

4.3.3. Columna Chahualla

Localizada en los alrededores de la localidad de Chahualla a lo largo de la vía que la conecta con Lucanas. El levantamiento estratigráfico se realizó desde la discordancia con el basamento Eoceno-Oligoceno hasta la base de los volcánicos Antaorjo (Fig. 4.30).

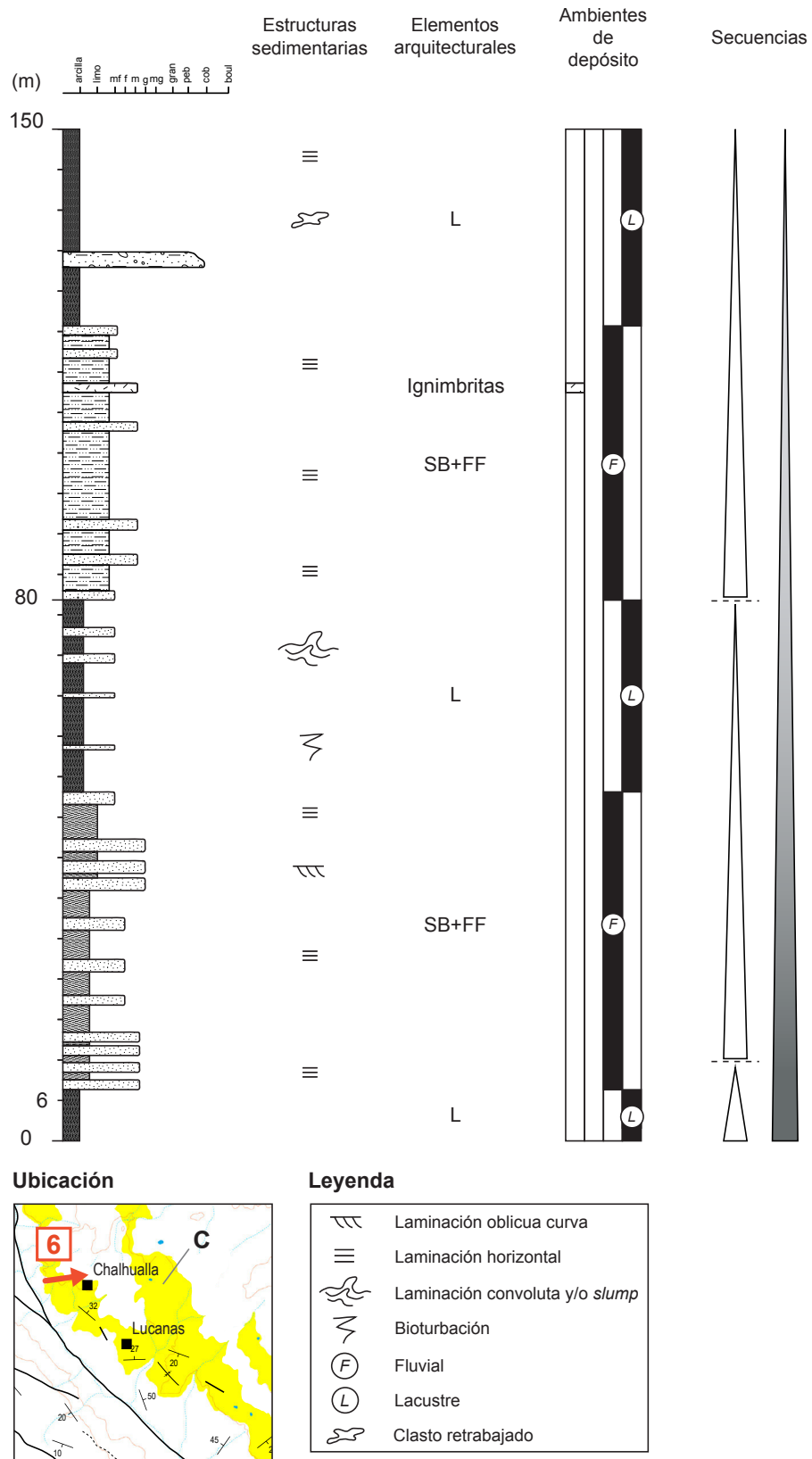


Figura 4.30. Columna estratigráfica del Miembro C de la Formación Puquio en Chalhualla.

-El nivel inferior (0-80m) presenta en su base limoarcillas blanquecinas parduzcas (Fig. 4.31A) intercaladas con niveles delgados de areniscas de grano fino (Fig. 4.31B); areniscas de grano medio a grueso con laminación oblicua curva y planar; y arcillas rojizo-parduzcas masivas con paleoraíces. En el tope se observan arcillas con laminaciones convolutas y *slumps* centimétricos.

Las facies identificadas son Fl, St, Sh, Fm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a SB+FF y L.



Figura 4.31. Afloramiento de limoarcillas (A) intercaladas con estratos delgados de areniscas (B).

-El nivel superior (80-150m) está constituido por una intercalación de limoarcillas parduzcas y niveles delgados de areniscas, afectada por fallas inversas y normales (Fig. 4.32). Así como por arcillas rojizas masivas y estratos ocasionales de hasta 1.5m espesor de areniscas de grano muy fino a medio con laminación horizontal.

En el tope se observan niveles ocasionales de conglomerados de guijarros y cantos subredondeados imbricados con gradación normal en matriz arenosa, intercalados con arcillas rojizas masivas que incluyen clastos de ignimbritas no soldadas de cenizas re TRABAJADAS que alcanzan 1m de diámetro (Fig. 4.33).

Las facies identificadas son Fl, Fm, Sh, Gh, Fm; cuyos elementos arquitecturales corresponden a SB+FF y L.

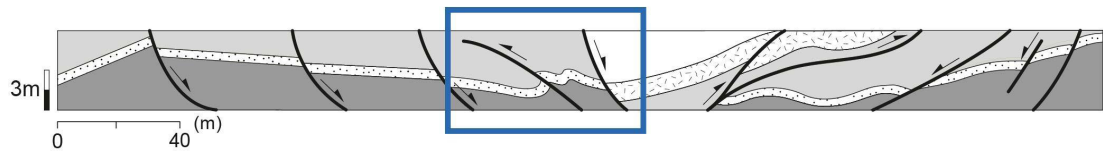


Figura 4.32. Limoarcillas afectadas por fallamiento inverso formado en compensación por el movimiento de fallas normales.



Figura 4.33. Limoarcillas rojizas intercaladas con areniscas de grano fino a medio. La flecha señala a un clasto retrabajado de ignimbrita.

4.4. INTERPRETACIÓN Y PALEOGEOGRAFÍA

Las litofacies identificadas en los registros estratigráficos descritos permiten analizar los ambientes sedimentarios y las secuencias de la Formación Puquio. El **Miembro A** está conformado por los elementos arquitecturales CH, GB, SB, FF, L, HO, T1 y T2. Que por estar dominado por facies de arcillas, se le relaciona a una sedimentación por ríos de energía baja con sinuosidad moderada a alta que migran y desembocan hacia lagunas al suroeste. Además, la abundancia de yeso respecto a la de esmectitas sugiere que la sedimentación fue evaporítica en un contexto de clima árido.




En la columna Barranca, los cambios en la sedimentación se reflejan en cinco arreglos granodecrecientes que se agrupan en dos secuencias que presentan canales tractivos (CH) en los niveles 0 y 464m.

La deformación sinsedimentaria en los niveles arcillosos es el resultado de fallas normales en zonas de sobrecarga relacionadas a una topografía de pendiente conspicua. Esta actividad gravitacional fue predominante hacia los finales de la sedimentación lacustre-fluvial. Además, estuvo asociada a la sedimentación por corrientes de turbidez de densidad alta y baja sobre hoyos de erosión (HO, nivel 670m).

En base a que la sedimentación intramontañosa en esta región está registrada a partir de los 23.3Ma (Noble et al., 1979) y que fue continua hasta después de los 20Ma. Entonces, la discordancia que se encuentra debajo de los conglomerados del Miembro B y que sobreyacen al Miembro A, es producto del evento tectónico Quechua 1 entre los 17 y 15Ma (Sebrier et al., 1988). Por lo que se desprende que las ignimbritas del nivel intermedio de la columna Barranca corresponden al evento Nazca.

De forma que esta subunidad es el resultado de la erosión y subsidencia del basamento Eoceno-Oligoceno. Cuyos espacios fueron rellenados por sedimentos de origen lacustre-fluvial meandriforme durante los ~24-17Ma (Fig. 4.34). Igualmente, estos procesos de energía baja estuvieron acompañados por episodios de energía alta intermitentes contemporáneos al magmatismo Nazca.

Leyenda

-  Límite geográfico de sedimentación
-  Paleocauce fluvial
-  Dirección de transporte de los paleosistemas sedimentarios

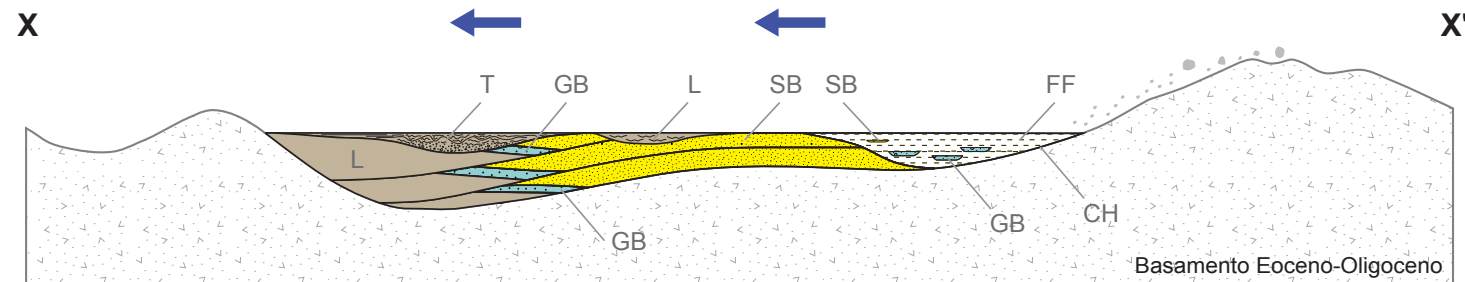
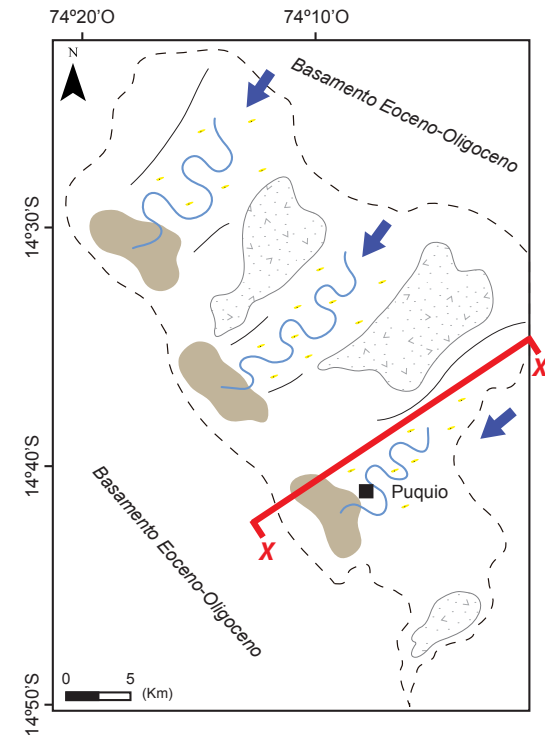
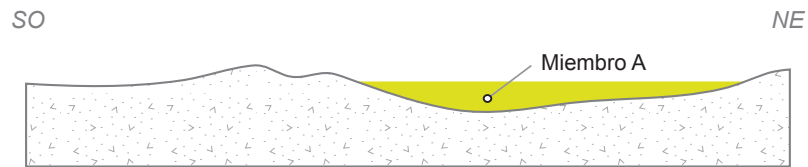


Figura 4.34. Paleogeografía de la Formación Puquio durante el Mioceno inferior (Miembro A).





El **Miembro B** está conformado por los elementos arquitecturales CH, GB, SG, SB+FF, L+SB y L. Que por estar dominado por facies de arenas y conglomerados, se le relaciona a una sedimentación por ríos de energía alta con sinuosidad baja que migran a llanuras de inundación y lagos hacia el suroeste y norte. Sobre los que se emplazaron también abanicos aluviales.

Para la columna Pachaya, los cambios en la sedimentación se reflejan en cuatro arreglos granodecrecientes. Agrupados en dos secuencias que presentan canales tractivos (CH) en los niveles 0 y 164m. De manera similar, la columna Ajtapa tiene tres arreglos granodecrecientes agrupados en dos secuencias cuyo canal tractivo principal (CH) se encuentra en el nivel 32m.

El cambio de dirección de paleocorrientes de suroeste a norte cerca al nivel 164m de la columna Ajtapa sugiere un desplazamiento de los canales fluviales principales. El cual es compatible con el levantamiento de la Cordillera Occidental durante el evento tectónico Quechua 2 entre los 10 y 8Ma (Sebrier et al., 1988); y con los inicios de la subducción de la Dorsal de Nazca debajo de la placa Sudamericana alrededor de los 11Ma (Hampel, 2002). Por lo que se desprende que las ignimbritas de los niveles intermedio y superior de la columna Ajtapa corresponden a la etapa final del evento Sillapaca.

Por lo tanto, esta subunidad representa el levantamiento y continuo hundimiento del basamento Eoceno-Oligoceno que se produjo paralelamente a la erosión del Miembro A (Fig. 4.35). Donde la subsidencia permitió el establecimiento de un relleno fluvial entrenzado, aluvial y lacustre a partir de los 17Ma hasta aproximadamente los 10Ma de forma coetánea al magmatismo Sillapaca.

Leyenda

-  Límite geográfico de sedimentación
-  Paleocauce fluvial
-  Dirección de transporte de los paleosistemas sedimentarios
-  Miembro A

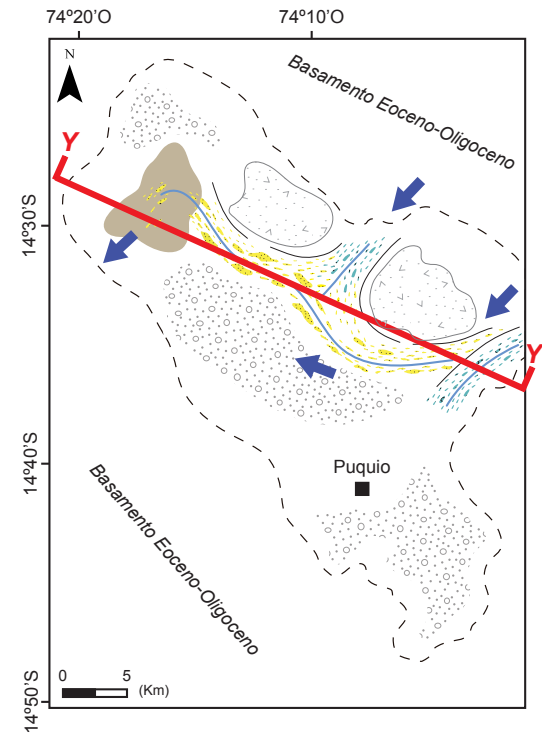
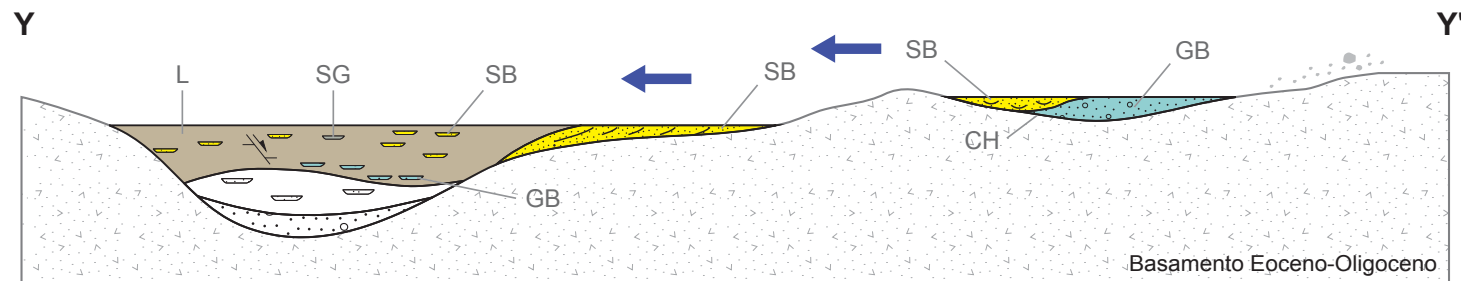
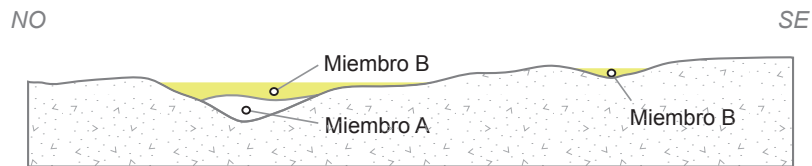


Figura 4.35. Paleogeografía de la Formación Puquio durante el Mioceno medio (Miembro B).





El **Miembro C** está conformado por los elementos arquitecturales L, L+SB, FF, SB+FF, SG y GB. Que por estar dominado por facies de arcillas, se le relaciona a una sedimentación lacustre ligada a ríos episódicos de sinuosidad moderada a alta. Dentro de la cual se produjo el depósito de abanicos aluviales.

Tanto en las columnas Cachimachay, Lucanas y Chalhualla se aprecian sendos arreglos granodecrecientes que conforman secuencias individuales que carecen de canales tractivos (CH).

Debido a la ausencia de canales tractivos en dichas secuencias y al hecho de que estas últimas infrayacen a la discordancia regional del evento tectónico Quechua 3 (entre los 7 y 4Ma) ubicada en la base de los volcánicos Barroso superior (Megard, 1984; Sebrier et al., 1988; Soler y Bonhomme, 1990). El paso del Miembro B hacia las secuencias finas del Miembro C es transicional, con una sedimentación que fue continua hasta aproximadamente los 5Ma. Por lo que se desprende que las ignimbritas de los niveles superiores de las columnas Cachimachay y Chalhualla corresponden al evento Barroso inferior.

Así, esta subunidad representa la disminución abrupta de la energía en la sedimentación de la Formación Puquio. La cual se produjo a partir de sistemas lacustres, ríos episódicos meandriformes y abanicos aluviales entre los 10 y 5Ma (Fig. 4.36). Los que se emplazaron sobre los paleorelieves del basamento Eoceno-Oligoceno; y de los miembros A y B durante el magmatismo Barroso inferior.

Leyenda

-  Límite geográfico de sedimentación
-  Paleocauce fluvial
-  Miembro A
-  Miembro B

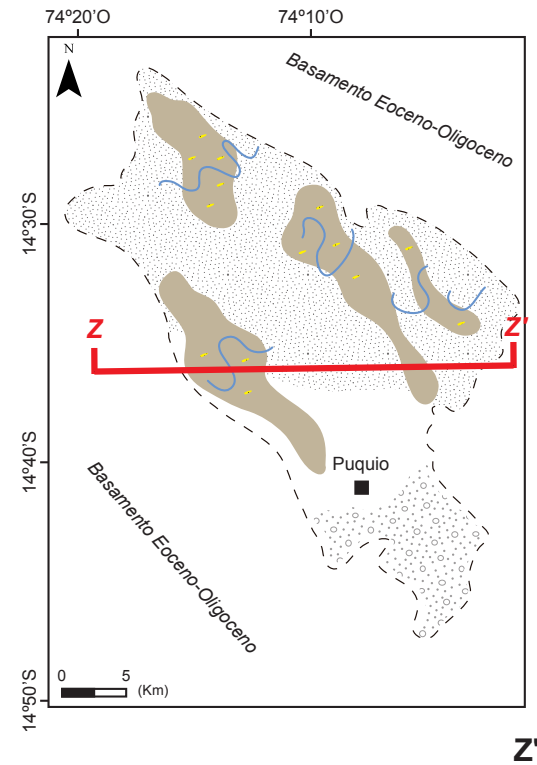
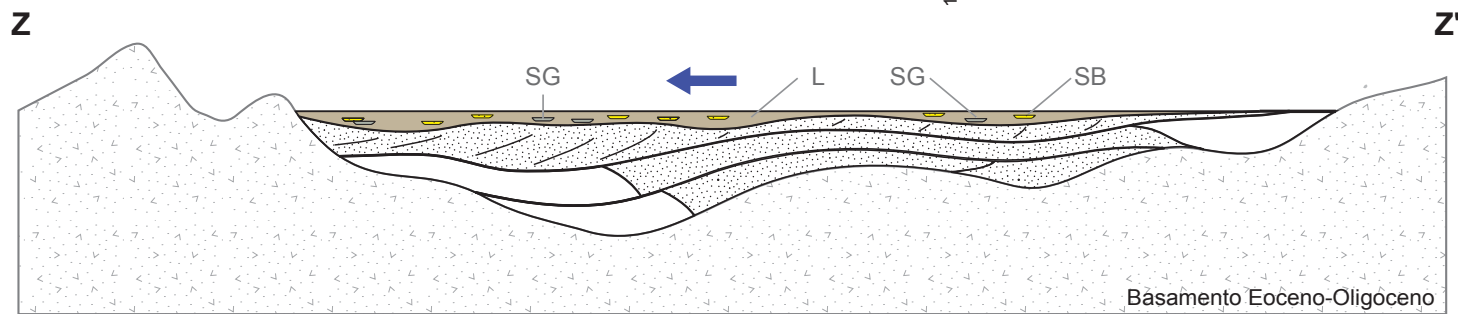
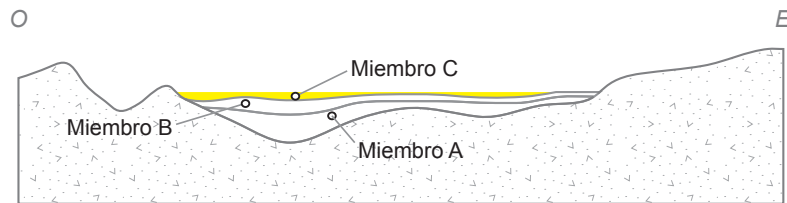


Figura 4.36. Paleogeografía de la Formación Puquio durante el Mioceno medio-superior (Miembro C).

5. TECTÓNICA

El análisis estructural se realizó mediante 24 estaciones de microtectónica (Fig. 5.1) que incluyeron la medición de 93 superficies estriadas en fallas sinestrales (Sx), dextrales (Dx), inversas (Ix) y normales (Nx).

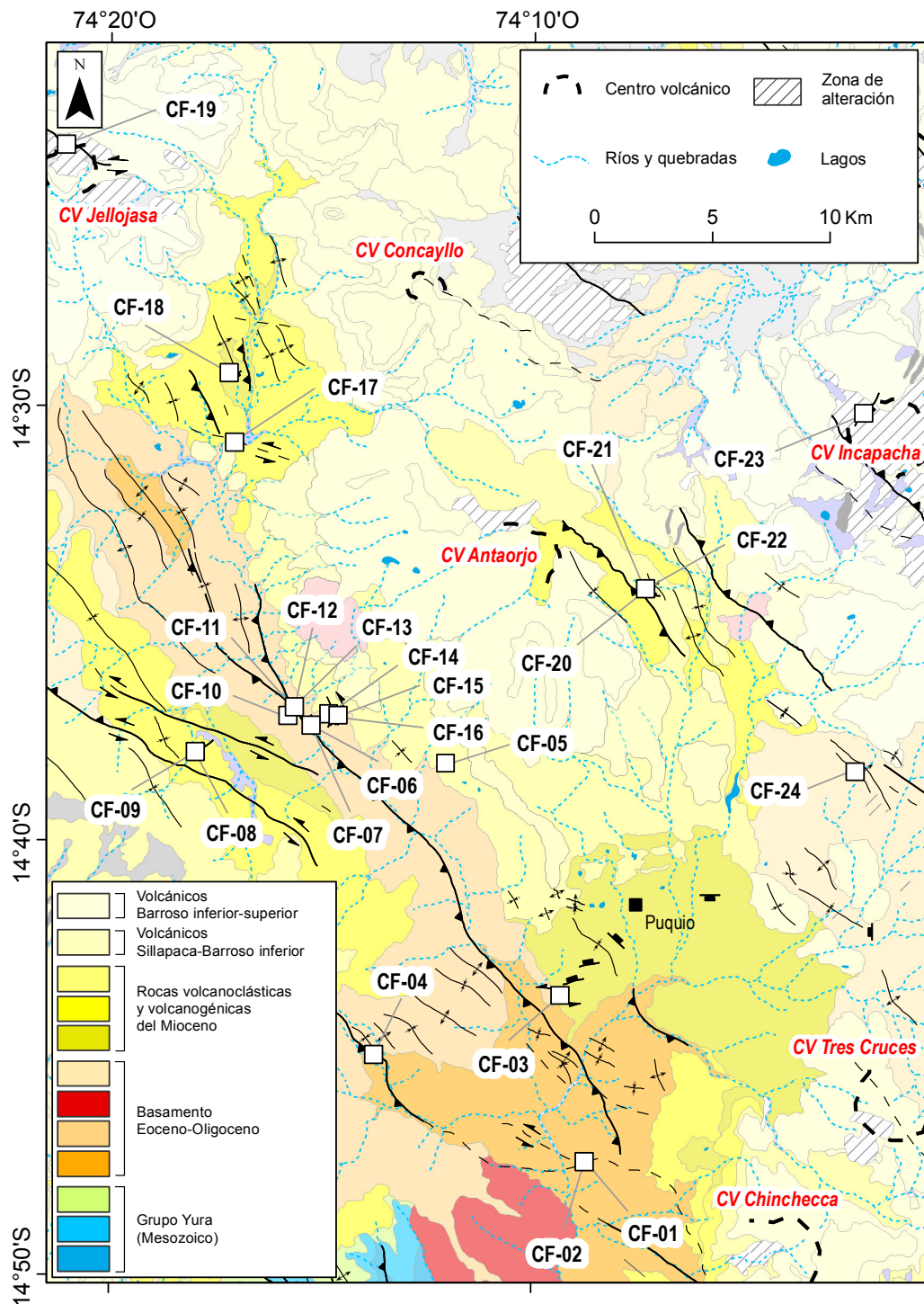


Figura 5.1. Ubicación de las estaciones microtectónicas en el área de estudio.

5.1. DESCRIPCIÓN DE MICROESTRUCTURAS

Estación CF-01

Localizada en la mina Chumpihuato, hacia el suroeste de Puquio. Tiene coordenadas E: 591883.6m y N: 8364743.6m. El plano de falla observado afecta al basamento sedimentario del Eoceno (Formación San Pedro), las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	30°/80°N	10°S	Sx
E2:	32°/80°N	10°S	Sx
E3:	30°/85°N	11°S	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección aproximada N-S (Fig. 5.2).

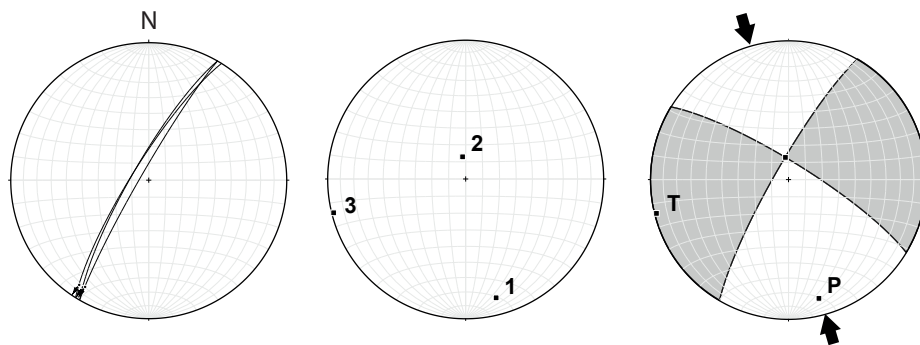


Fig. 5.2. Soluciones de fallas sinestrales. Los esfuerzos (1: σ_1 , 2: σ_2 , 3: σ_3) y diedros rectos muestran una compresión ~N-S.

Estación CF-02

Localizada en la mina Chumpihuato, tiene coordenadas E: 591779.7m y N: 8364767.6m. El plano de falla observado afecta al basamento sedimentario del Eoceno (Formación San Pedro), las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	40°/75°S	50°S	IxSx
E2:	40°/76°S	48°S	IxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue inverso con componente sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE (Fig. 5.3).

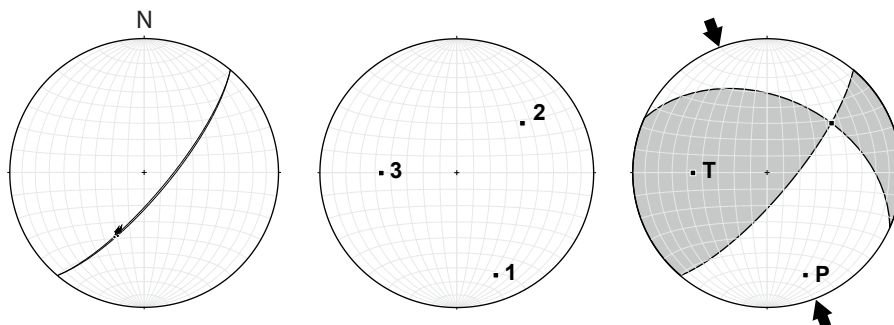


Figura 5.3. Soluciones de fallas inversas con componente sinistral.

Estación CF-03

Localizada en las partes bajas del cerro Barranca hacia el suroeste de Puquio. Tiene coordenadas E: 590851.7m y N: 8371848.5m. El plano de falla observado afecta al Miembro A de la Formación Puquio (Mioceno inferior), las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	105°/82°E	2°E	Sx
E2:	97°/86°E	2°E	Sx
E3:	100°/81°E	2°E	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.4).

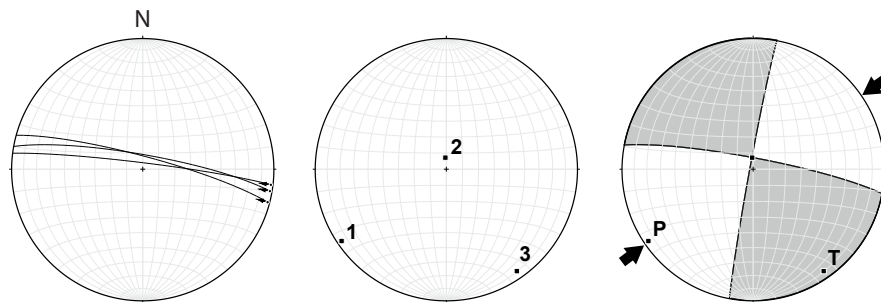


Figura 5.4. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-04

Localizada en los alrededores de San Cristóbal hacia el suroeste de Puquio. Tiene coordenadas E: 582913.8m y N: 8369317.6m. El plano de falla observado afecta al basamento sedimentario del Eoceno (Formación San Pedro), las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	105°/85°S	35°O	SxIx
E2:	110°/65°S	30°O	SxIx
E3:	95°/85°S	30°O	SxIx
E4:	100°/70°S	25°O	SxIx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral con componente inversa cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.5).

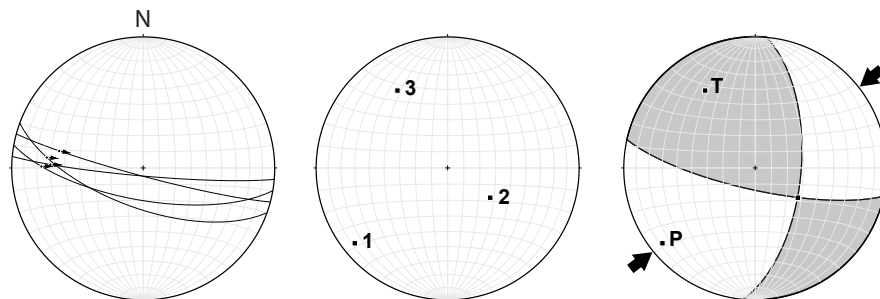


Figura 5.5. Soluciones de fallas sinestrales con componente inversa.

Estación CF-05

Localizada en la carretera Interoceánica en las cercanías de Lucanas, tiene coordenadas E: 586005.8m y N: 8381700.4m. El plano de falla observado afecta al Miembro C de la Formación Puquio (Mioceno medio-superior), las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	120°/65°S	65°N	Ix
E2:	125°/65°S	50°N	Ix
E3:	125°/55°S	40°N	Ix

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue inverso cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.6).

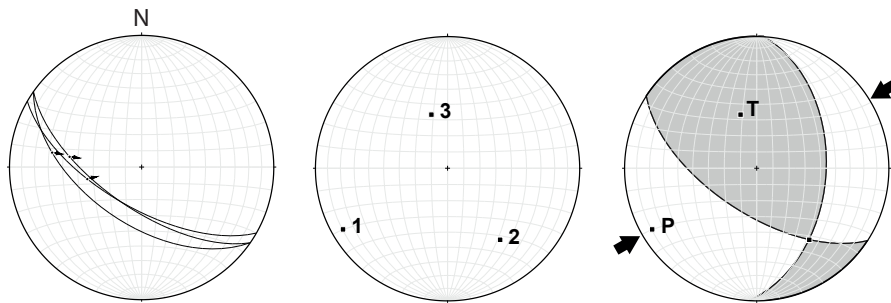


Figura 5.6. Soluciones de fallas inversas.

Estación CF-06

Localizada en los alrededores de Lucanas en la margen izquierda del río San José, tiene coordenadas E: 580126.0m y N: 8383582.0m. El plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno, las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	46°/11°S	27°N	NxSx
E2:	39°/08°S	39°N	NxSx
E3:	66°/15°S	28°N	NxSx
E4:	57°/06°S	20°N	NxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal con componente sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE con tendencia N-S (Fig. 5.7).

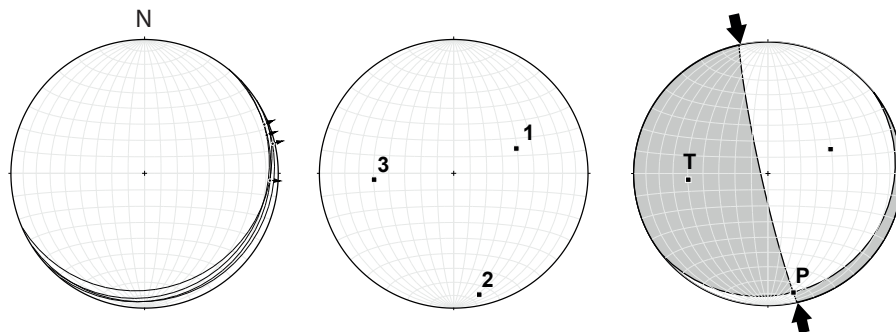


Figura 5.7. Soluciones de fallas normales con componente sinistral. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-07

Localizada en los alrededores de Lucanas, tiene coordenadas E: 580502.0m y N: 8383178.0m. El plano de falla observado (Fig. 5.8) afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno.

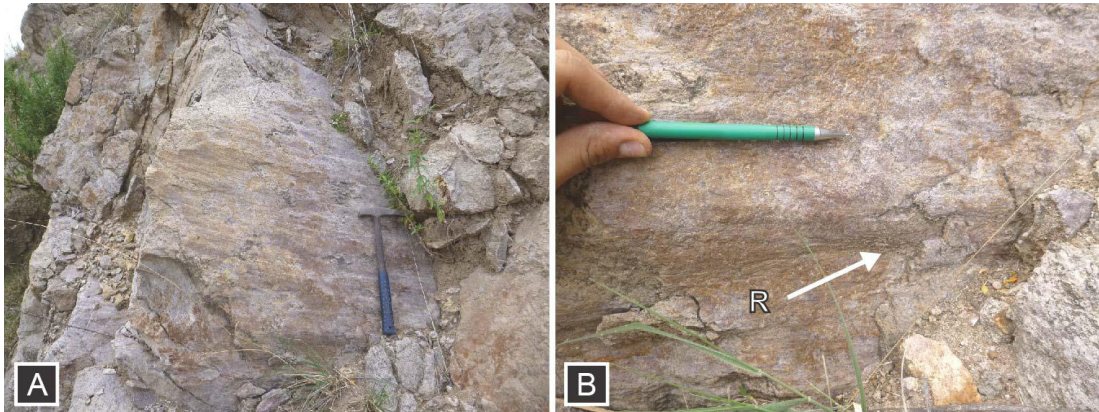


Figura 5.8. A: Plano de falla. B: Fracturas en *riedel* (R) y estrías de *pitch* bajo.

Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	20°/71°S	20°N	Sx
E2:	25°/65°S	17°N	Sx
E3:	29°/70°S	15°N	Sx
E4:	16°/71°S	23°N	Sx
E5:	28°/61°S	13°N	Sx
E6:	15°/65°S	19°N	Sx
E7:	32°/70°S	21°N	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE con tendencia N-S (Fig. 5.9).

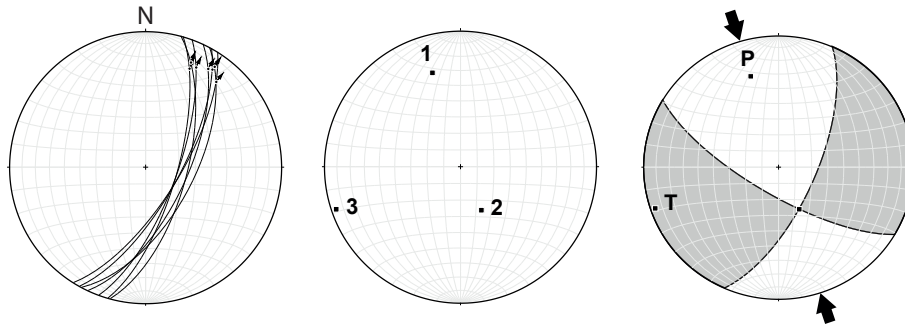


Figura 5.9. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-08

Localizada en los alrededores de Colccapampa y cerro Puyhuanlla hacia el este de Pampa Galeras. Tiene coordenadas E: 575611.9m y N: 8382339.4m. El plano de falla observado afecta al nivel intermedio de la secuencia volcánica Jollapata (Mioceno inferior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	64°/65°N	40°N	NxDx
E2:	60°/60°N	36°N	NxDx
E3:	61°/52°N	45°N	NxDx
E4:	70°/60°N	43°N	NxDx
E5:	58°/65°N	42°N	NxDx
E6:	65°/59°N	35°N	NxDx
E7:	53°/54°N	49°N	NxDx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal con componente dextral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección O-E (Fig. 5.10).

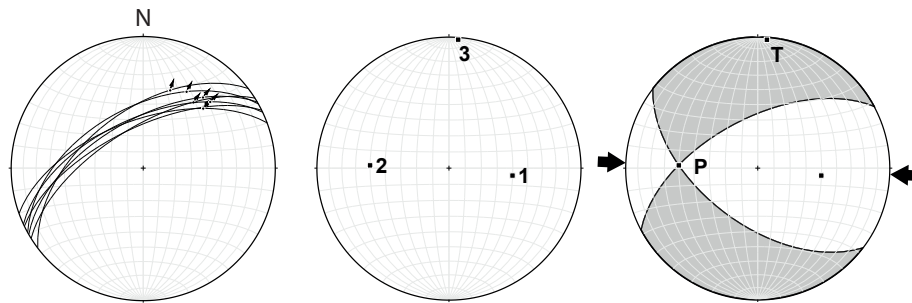


Figura 5.10. Soluciones de fallas normales con componente dextral. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-09

Localizada en el cerro Puyhuanlla, tiene coordenadas E: 575524.9m y N: 8382265.4m. Corresponde a la prolongación de la traza de falla medida en la estación CF-08 (Fig. 5.11).

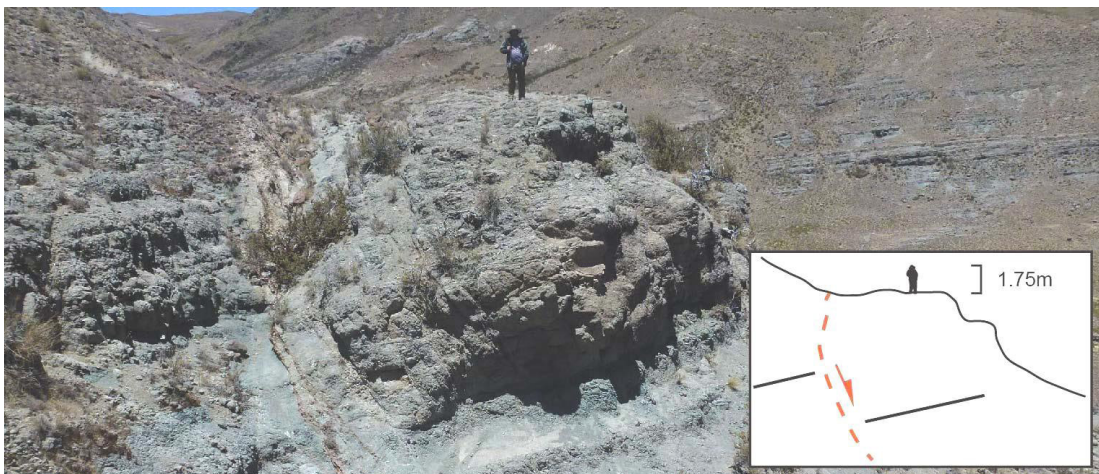


Figura 5.11. Vista SE-NO de la falla normal que afecta al nivel intermedio de la secuencia volcánica Jollapata.

Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	50°/75°N	50°O	Nx
E2:	61°/74°N	55°O	Nx
E3:	60°/70°N	48°O	Nx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.12).

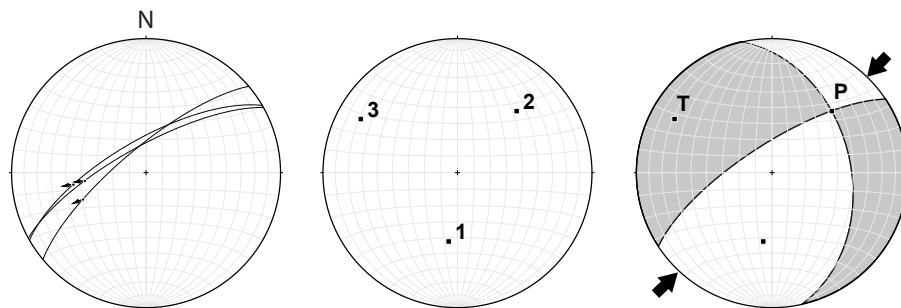


Figura 5.12. Soluciones de fallas normales. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-10

Localizada en la carretera Interoceánica en las cercanías de Lucanas. Tiene coordenadas E: 579183.0m y N: 8384292.0m, el plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	20°/79°N	9°N	Sx
E2:	10°/87°N	4°N	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE con tendencia N-S (Fig. 5.13).

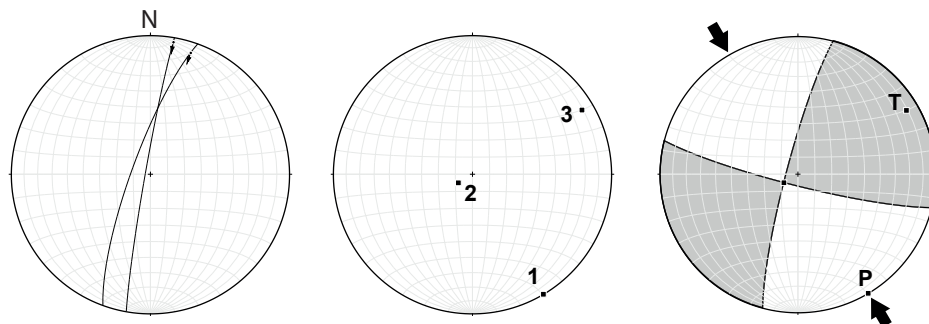


Figura 5.13. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-11

Localizada al noroeste de Lucanas, en la margen izquierda del río San José. Tiene coordenadas E: 579183.0m y N: 8384292.0m, el plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	25°/83°S	2°N	Sx
E2:	30°/82°S	3°N	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE con tendencia N-S (Fig. 5.14).

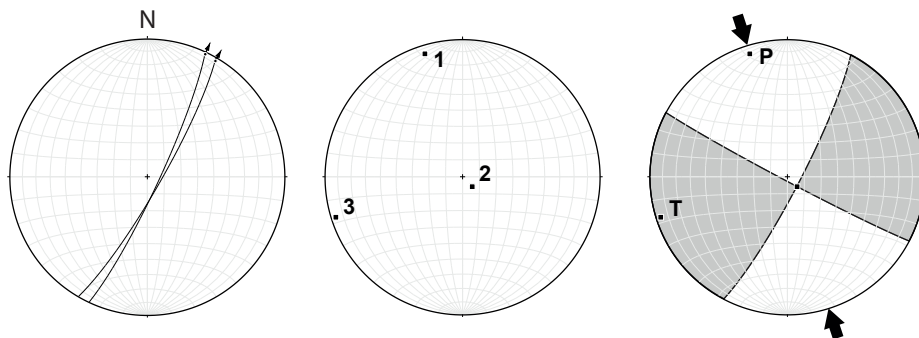


Figura 5.14. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-12

Localizada al noroeste de Lucanas, en la margen izquierda del río San José. Tiene coordenadas E: 579655.0m y N: 8384022.0m. El plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	136°/70°N	59°S	lx
E2:	135°/76°N	59°S	lx
E3:	139°/68°N	67°S	lx
E4:	142°/69°N	71°S	lx
E5:	148°/66°N	70°S	lx
E6:	149°/62°N	64°S	lx
E7:	145°/62°N	72°S	lx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue inverso cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.15).

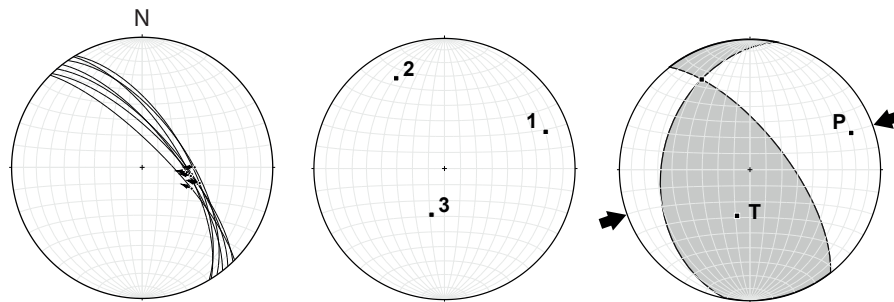


Figura 5.15. Soluciones de fallas inversas.

Estación CF-13

Localizada al noroeste de Lucanas, en la margen izquierda del río San José. Tiene coordenadas E: 579724.0m y N: 8384036.0m. El plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	40°/74°S	90°	Nx
E2:	43°/71°S	84°N	Nx
E3:	32°/73°S	89°N	Nx
E4:	44°/81°S	80°N	Nx
E5:	36°/86°S	89°N	Nx
E6:	45°/78°S	87°N	Nx
E7:	44°/75°S	90°	Nx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.16).

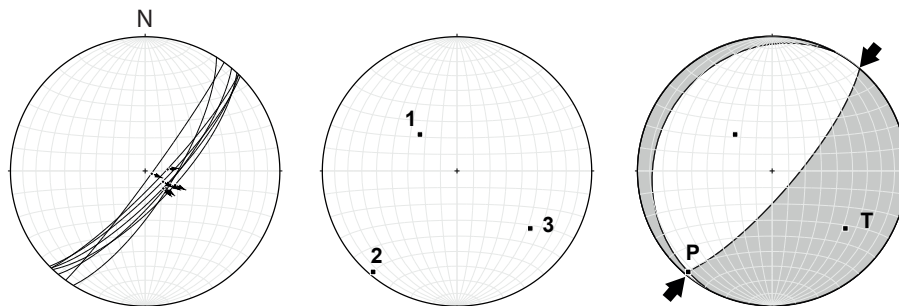


Figura 5.16. Soluciones de fallas normales. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-14

Localizada en la carretera Interoceánica en las cercanías de Lucanas, tiene coordenadas E: 581053.0m y N: 8383625.0m. El plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	18°/77°S	63°S	Nx
E2:	16°/81°S	65°S	Nx
E3:	21°/82°S	64°S	Nx
E4:	21°/76°S	62°S	Nx
E5:	16°/78°S	64°S	Nx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.17).

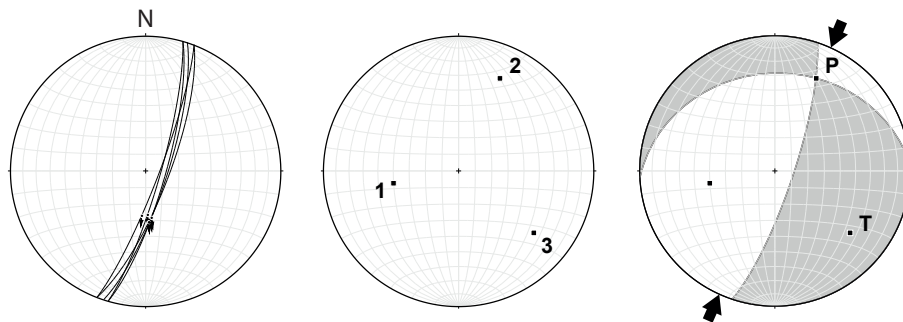


Figura 5.17. Soluciones de fallas normales. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-15

Localizada en la carretera Interoceánica en las cercanías de Lucanas, tiene coordenadas E: 581572.0m y N: 8383811.0m. El plano de falla observado (Fig. 5.18) afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno.

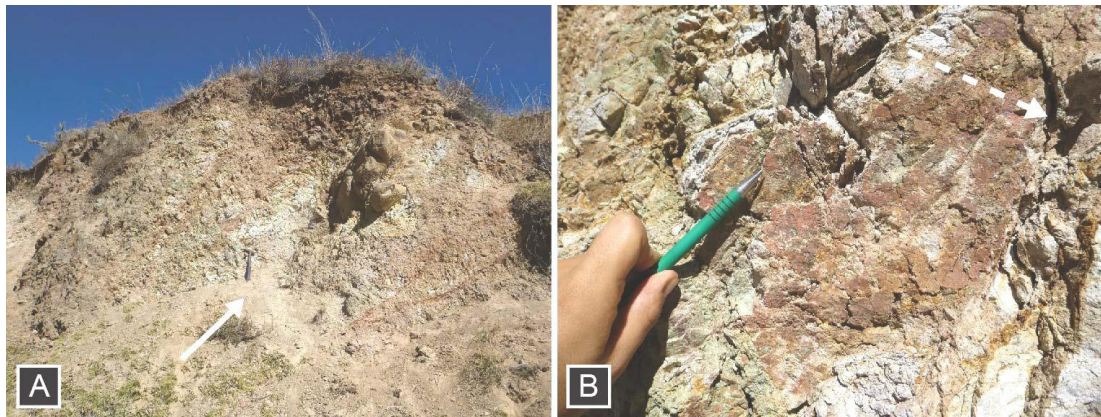


Figura 5.18. Plano de falla (A). Movimiento de la falla representado por la flecha discontinua (B).

Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	158°/76°S	28°N	Sx
E2:	148°/84°S	14°N	Sx
E3:	150°/75°S	19°N	Sx
E4:	148°/86°S	19°N	Sx
E5:	149°/89°S	36°N	IxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tienen una dirección NE-SO con tendencia O-E (Fig. 5.19).

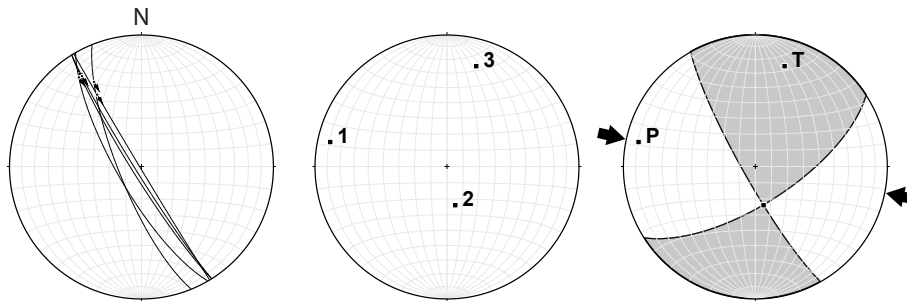


Figura 5.19. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-16

Localizada en la carretera Interoceánica, en las cercanías de Lucanas. Tiene coordenadas E: 581407.0m y N: 8383484.0m. El plano de falla observado afecta a la subunidad inferior del basamento volcánico del Eoceno-Oligoceno. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	39°/69°S	17°N	Sx
E2:	51°/72°S	24°N	Sx
E3:	56°/74°S	30°N	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO con tendencia N-S (Fig. 5.20).

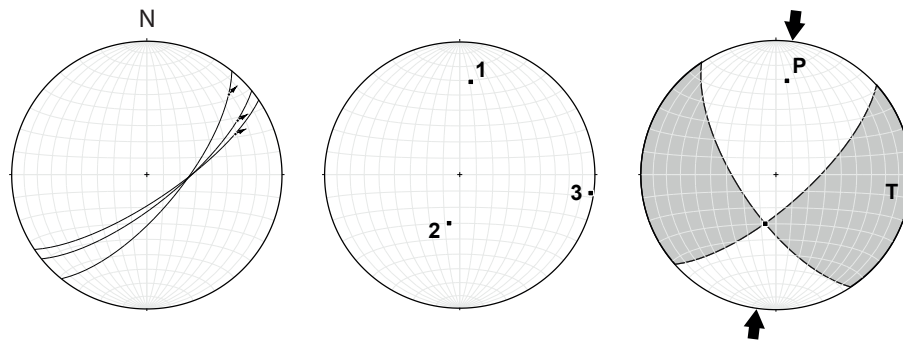


Figura 5.20. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-17

Localizada hacia el norte y sur de Chalhuala y Ajtapa, respectivamente. Tiene coordenadas E: 577068.0m y N: 8395413.0m, el plano de falla observado (Fig. 5.21) afecta a los volcánicos Antaorjo del Mioceno medio-superior (evento Sillapaca).



Figura 5.21. Vista SE-NO del trazo de falla en las ignimbritas Antaorjo (A). Fracturas en *riedel* (R) y movimiento de falla representado por la flecha discontinua (B).

Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	104°/77°N	3°S	Sx
E2:	104°/66°N	10°S	Sx
E3:	110°/72°N	7°S	Sx
E4:	99°/70°N	2°S	Sx
E5:	104°/72°N	3°S	Sx
E6:	105°/52°N	4°S	Sx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO con tendencia N-S (Fig. 5.22).

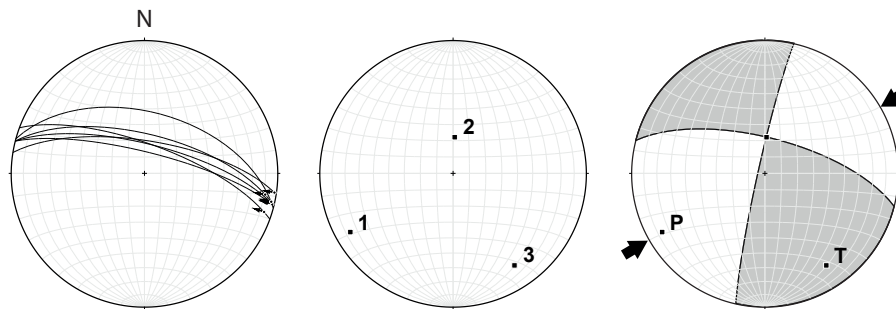


Figura 5.22. Soluciones de fallas sinestrales.

Estación CF-18

Localizada entre Ajtapa y Pampahuasi, tiene coordenadas E: 576985.0m y N: 8398372.0m. El plano de falla observado afecta al Miembro A de la Formación Puquio (Mioceno inferior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	112°/70°N	23°N	SxNx
E2:	105°/64°N	48°N	NxSx
E3:	114°/74°N	32°N	NxSx
E4:	103°/71°N	44°N	NxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal con componente sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene dirección NE-SO con tendencia O-E (Fig. 5.23).

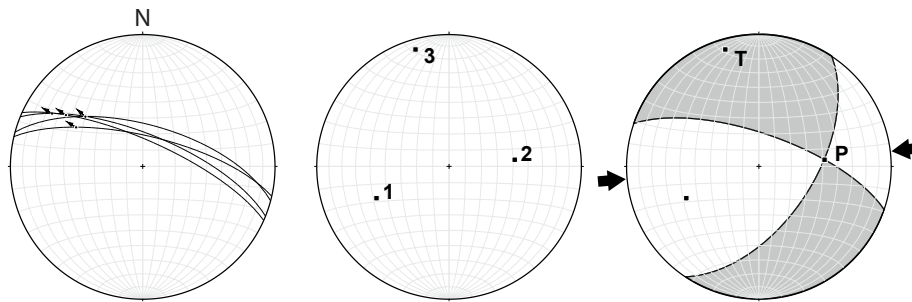


Figura 5.23. Soluciones de fallas normales con componente sinistral. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-19

Localizada en la zona montañosa del centro volcánico Jellojasa hacia el noroeste de Ajtapa. Tiene coordenadas E: 569605.1m y N: 8408228.9m. El plano de falla observado afecta a los volcánicos Jellojasa del Plioceno (evento Barroso superior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	150°/75°N	55°S	IxSx
E2:	145°/80°N	35°S	IxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue inverso con componente sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección O-E (Fig. 5.24).

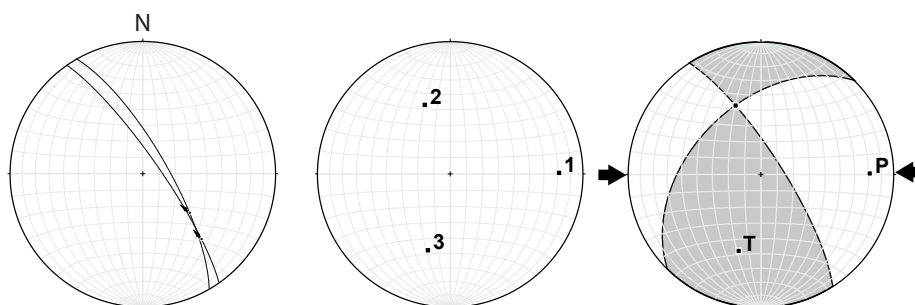


Figura 5.24. Soluciones de fallas inversas con componente sinistral.

Estación CF-20

Localizada en los alrededores de la quebrada Cachimachay hacia el norte de Puquio. Tiene coordenadas E: 594780.6m y N: 8388785.3m, el plano de falla observado afecta al Miembro C de la Formación Puquio (Mioceno medio-superior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	60°/85°S	25°E	NxSx
E2:	60°/85°S	45°E	NxSx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue normal con componente sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.25).

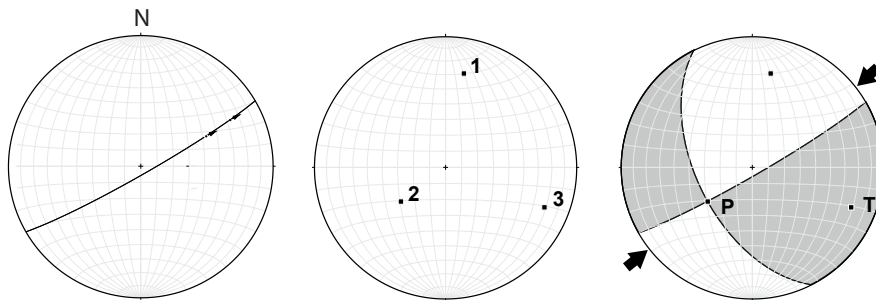


Figura 5.25. Soluciones de fallas normales con componente sinistral. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-21

Localizada en los alrededores de la quebrada Cachimachay. Tiene coordenadas E: 594780.6m y N: 8388785.3m. El plano de falla observado afecta al Miembro C de la Formación Puquio (Mioceno medio-superior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	85°/75°N	25°E	SxIx
E2:	95°/85°N	30°E	SxIx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral con componente inversa cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.26).

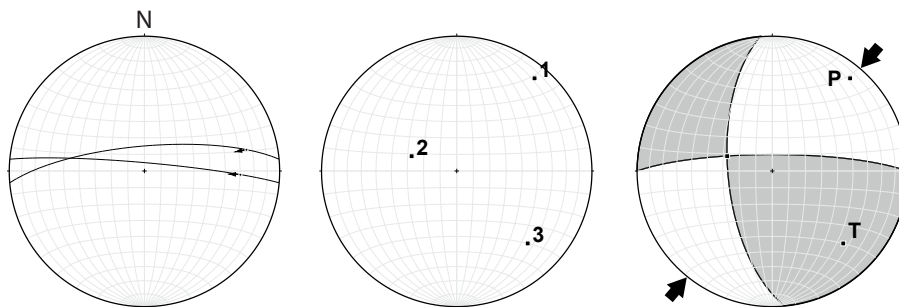


Figura 5.26. Soluciones de fallas sinestrales con componente inversa.

Estación CF-22

Localizada en los alrededores de la quebrada Cachimachay. Tiene coordenadas E: 594712.6m y N: 8388807.3m. El plano de falla observado afecta al Miembro C de la Formación Puquio (Mioceno medio-superior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	60°/80°S	20°E	SxNx
E2:	60°/85°S	30°E	SxNx
E3:	74°/71°S	35°E	SxNx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral con componente normal cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.27).

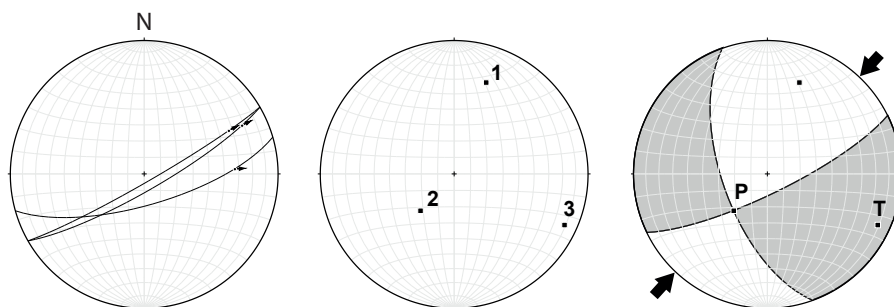


Figura 5.27. Soluciones de fallas sinestrales con componente normal. La compresión está representada por el σ_2 (P) que es perpendicular a la extensión (T).

Estación CF-23

Localizada en la zona montañosa del centro volcánico Incapacha hacia el noreste de la quebrada Cachimachay, tiene coordenadas E: 603875.5m y N: 8396691.1m. El plano de falla observado afecta a los volcánicos Incapacha del Mioceno superior-Plioceno (evento Barroso inferior). Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	155°/85°E	50°S	IxSx
E2:	155°/88°E	30°S	SxIx
E3:	140°/87°E	30°S	SxIx
E4:	140°/80°E	35°S	SxIx
E5:	145°/75°E	20°S	SxIx

El último movimiento sobre las superficies estriadas fue sinistral con componente inversa cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NO-SE con tendencia O-E (Fig. 5.28).

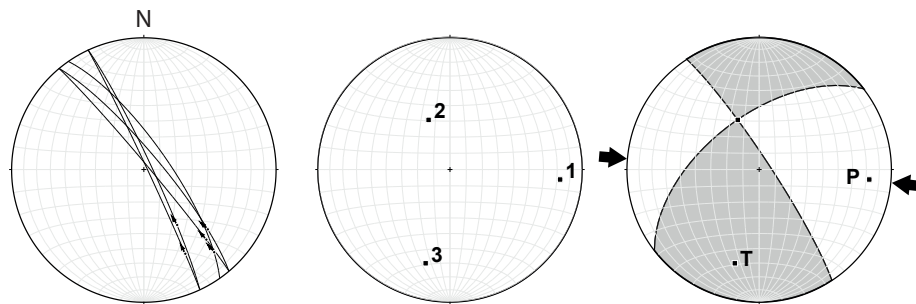


Figura 5.28. Soluciones de fallas sinistralas con componente inversa.

Estación CF-24

Localizada hacia el este de la represa de Pachaya, tiene coordenadas E: 603415.5m y N: 8381363.4m. El plano de falla observado afecta a la subunidad superior del basamento volcánico del Oligoceno inferior. Las orientaciones de las estrías de falla (E) medidas son:

	<i>Plano de falla</i>	<i>Pitch</i>	<i>Tipo de falla</i>
E1:	125°/85°S	10°E	Sx
E2:	100°/80°N	5°E	Sx

El último movimiento de la falla NO-SE fue sinistral cuyo eje de esfuerzo compresivo máximo (P) tiene una dirección NE-SO (Fig. 5.29).

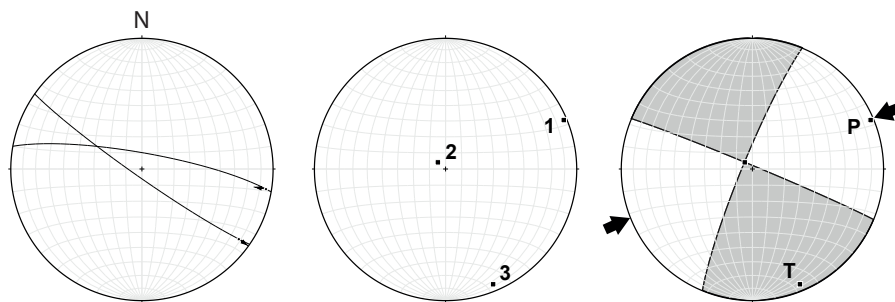


Figura 5.29. Soluciones de fallas sinestrales.

5.2. CRONOLOGÍA DE ESFUERZOS

5.2.1. Análisis poblacional de fallas y pliegues

Las direcciones de esfuerzos obtenidas permiten establecer cuatro juegos de estructuras principales.

El **primer juego**, sólo afecta al basamento Eoceno-Oligoceno. Está relacionado a una compresión regional ~N-S cuya cinemática estuvo gobernada por movimientos dextrales NO-SE que dieron lugar a fallas NE-SO sinestrales y pliegues ~O-E (Figs. 5.30 y 5.31).

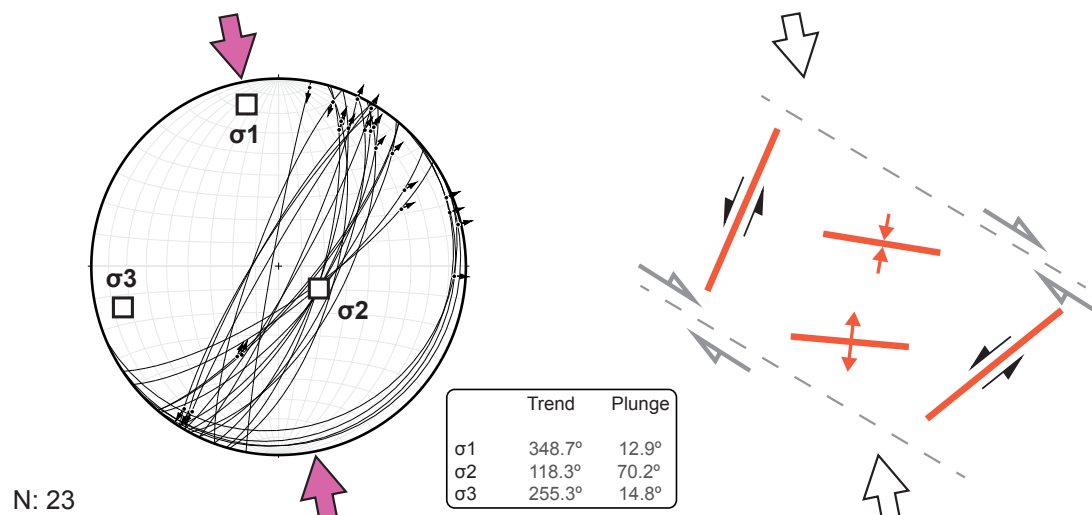


Figura 5.30. Ciclográfica del primero juego de estructuras conformada por 23 estrías.

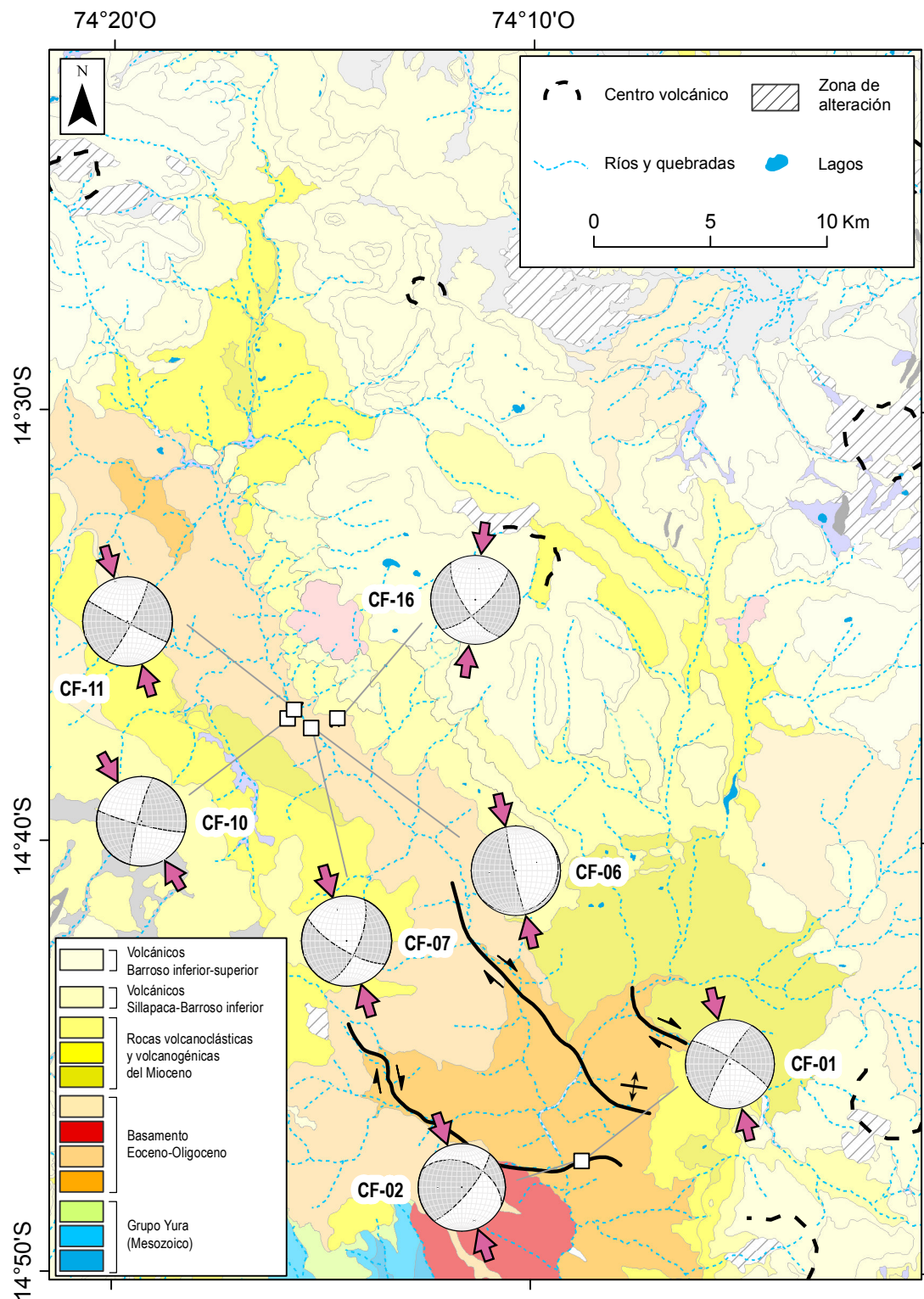


Figura 5.31. Compresión ~N-S durante el intervalo Eoceno-Oligoceno.

El **segundo juego**, afecta al basamento Eoceno-Oligoceno y a la secuencia volcánica Jollapata sin estar presente en los niveles estratigráficos más jóvenes. Está relacionado a una compresión regional NE-SO cuya cinemática estuvo gobernada por movimientos dextrales NO-SE que dieron lugar a fallas NE-SO normales, así como pliegues NO-SE (Figs. 5.32 y 5.33).

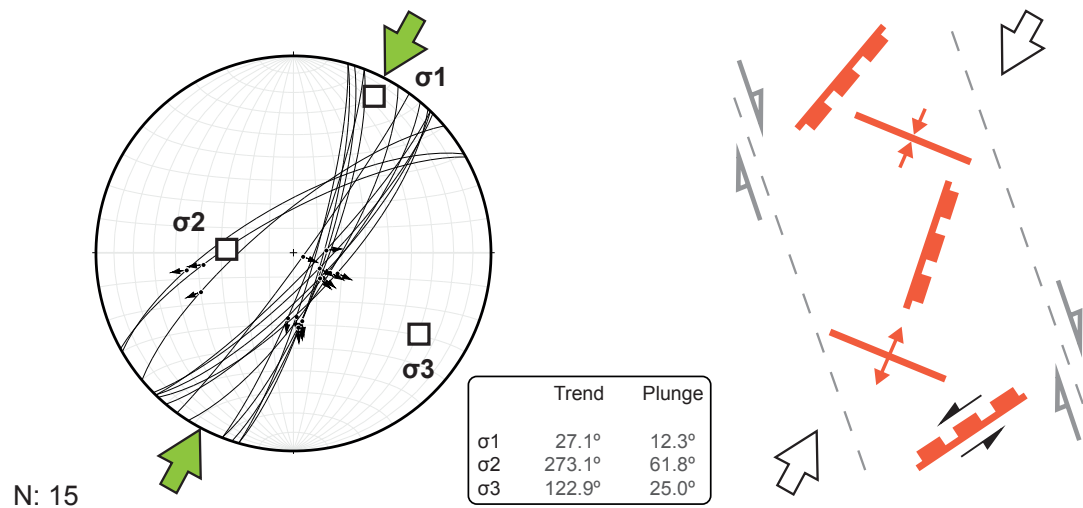


Figura 5.32. Ciclográfica del segundo juego de estructuras conformada por 15 estrías. Algunas de las fallas normales tienen componente sinistral.

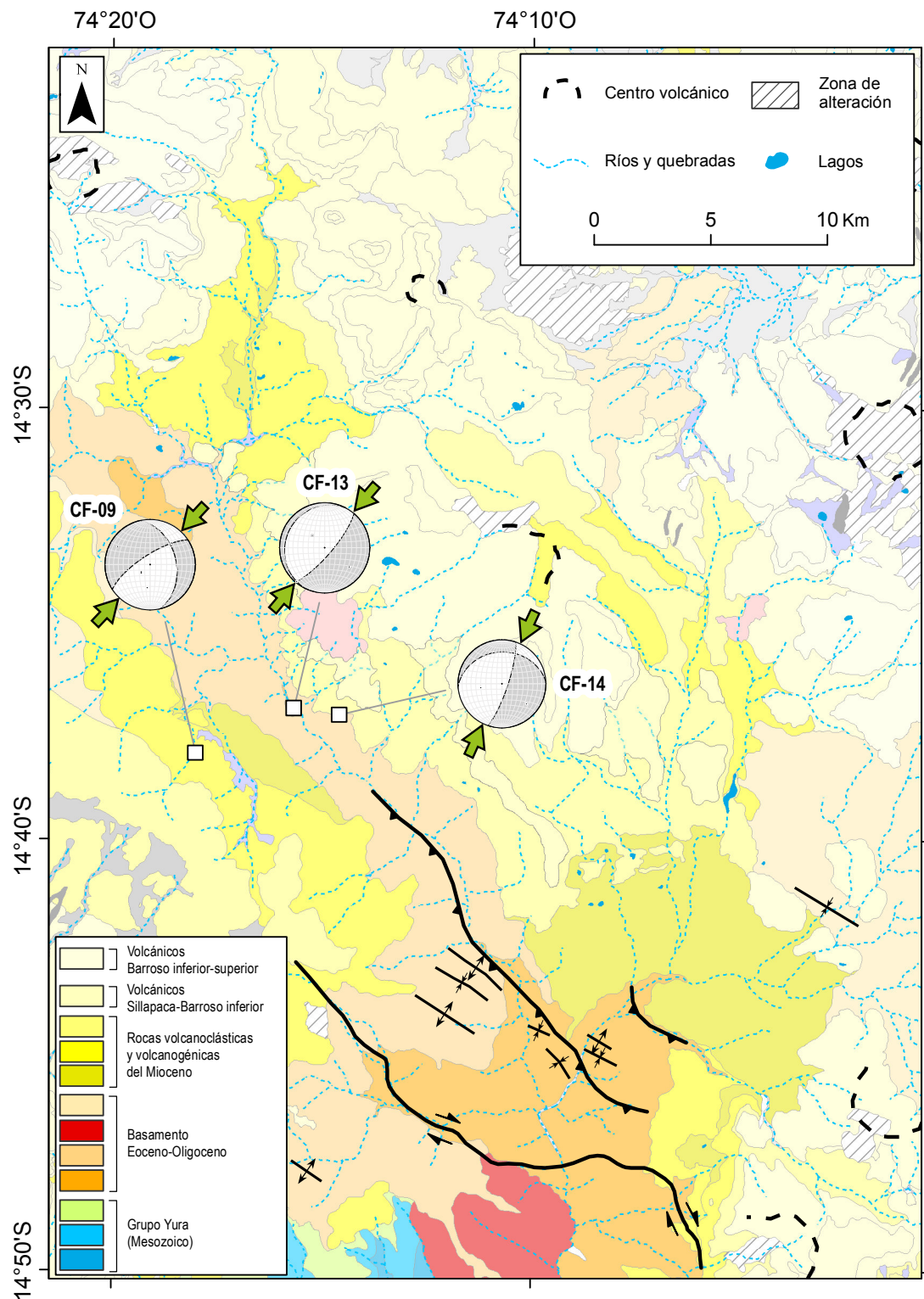


Figura 5.33. Compresión NE-SO durante el Mioceno inferior.

El **tercer juego** afecta al basamento Eoceno-Oligoceno, a la Formación Puquio y a los volcánicos Sillapaca. Está relacionado a una compresión NE-SO cuya cinemática estuvo gobernada por movimientos sinestrales NO-SE que dieron lugar a fallas normales NE-SO, sinestrales NO-SE, inversas y pliegues NO-SE (Figs. 5.34 y 5.35).

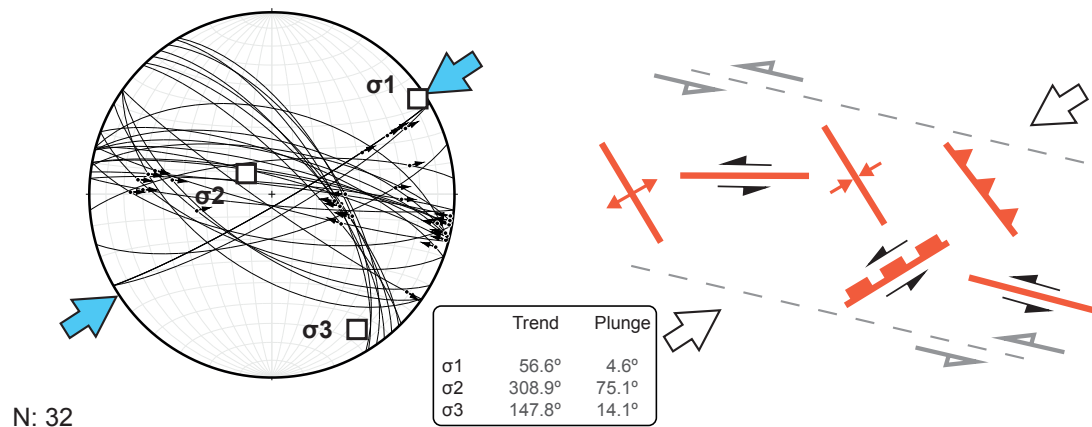


Figura 5.34. Ciclográfica del tercer juego de estructuras conformada por 32 estrías. Las fallas normales tienen componente sinistral.

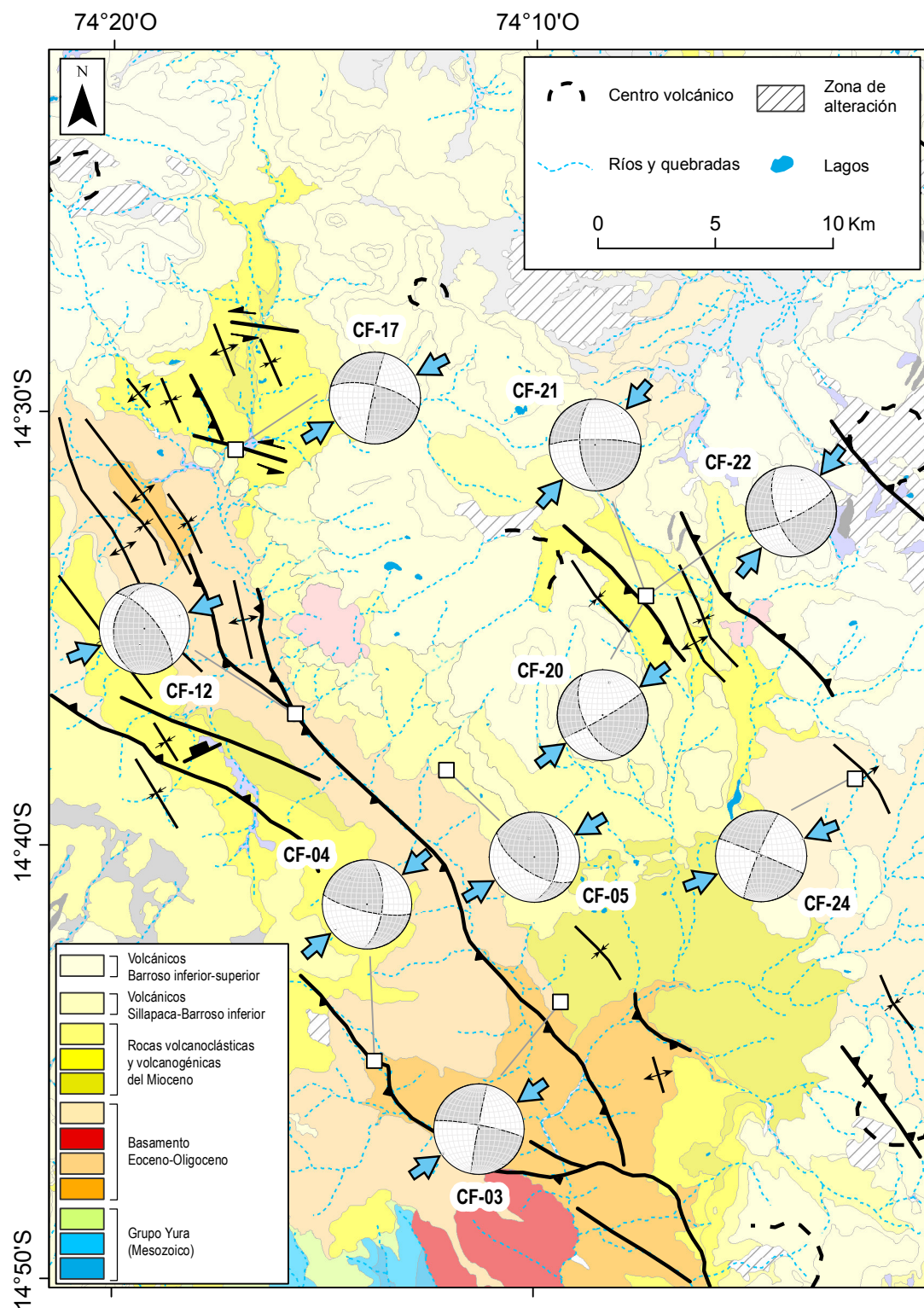


Figura 5.35. Compresión NE-SO durante el intervalo Mioceno medio-superior.

El **cuarto juego**, afecta a la Formación Puquio, a la secuencia volcánica Jollapata y a los volcánicos Barroso inferior-superior. Está relacionado a una compresión O-E cuya cinemática estuvo gobernada por movimientos sinestrales NO-SE que dieron lugar a fallas dextrales NE-SO, fallas inversas y pliegues N-S (Figs. 5.36 y 5.37).

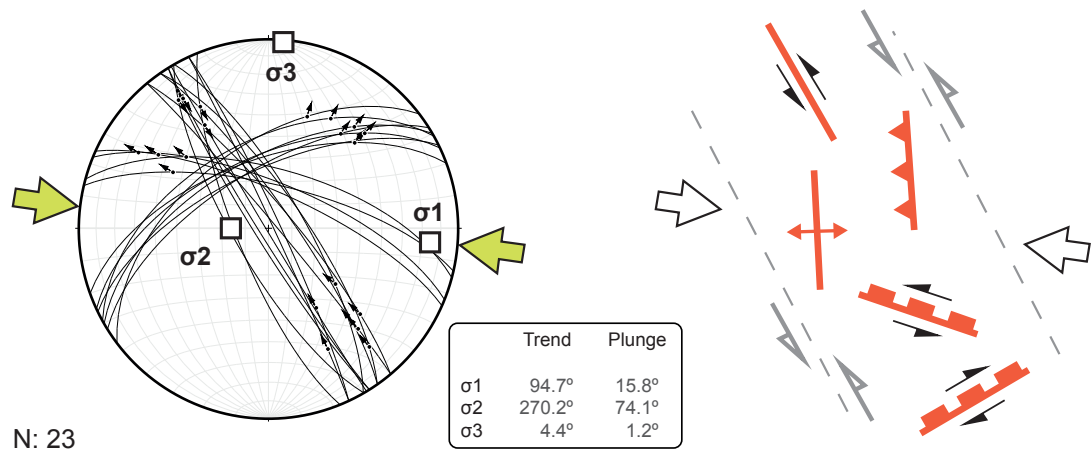


Figura 5.36. Ciclográfica del cuarto juego de estructuras conformada por 23 estrías. Algunas de las fallas sinestrales, así como la mayor parte de sus pares dextrales tienen componente normal.

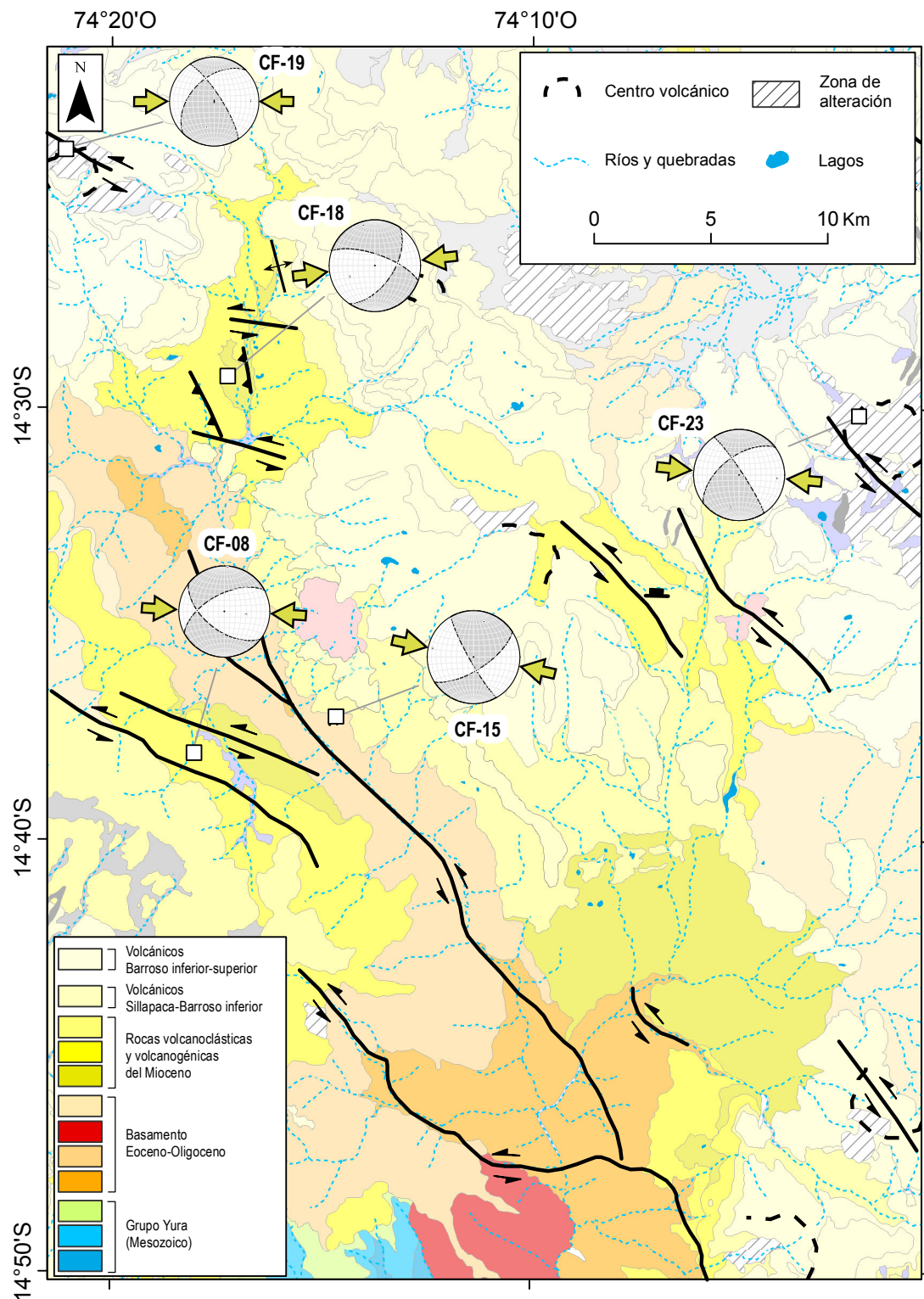


Figura 5.37. Compresión ~O-E durante el intervalo Mioceno superior-Plioceno.

5.2.2. Deformación superpuesta

Las estructuras sinsedimentarias observadas en la Formación Puquio presentan indicios de haber sido sometidas a plegamiento superpuesto. En la medición de los *slumps* del nivel intermedio del Miembro A se aprecia que tienen direcciones de plegamiento sinsedimentario ~O-E (Fig. 5.38A). Sin embargo, otras estructuras similares que afloran en el mismo horizonte estratigráfico presentan ejes de pliegue NO-SE (Fig. 5.38B).

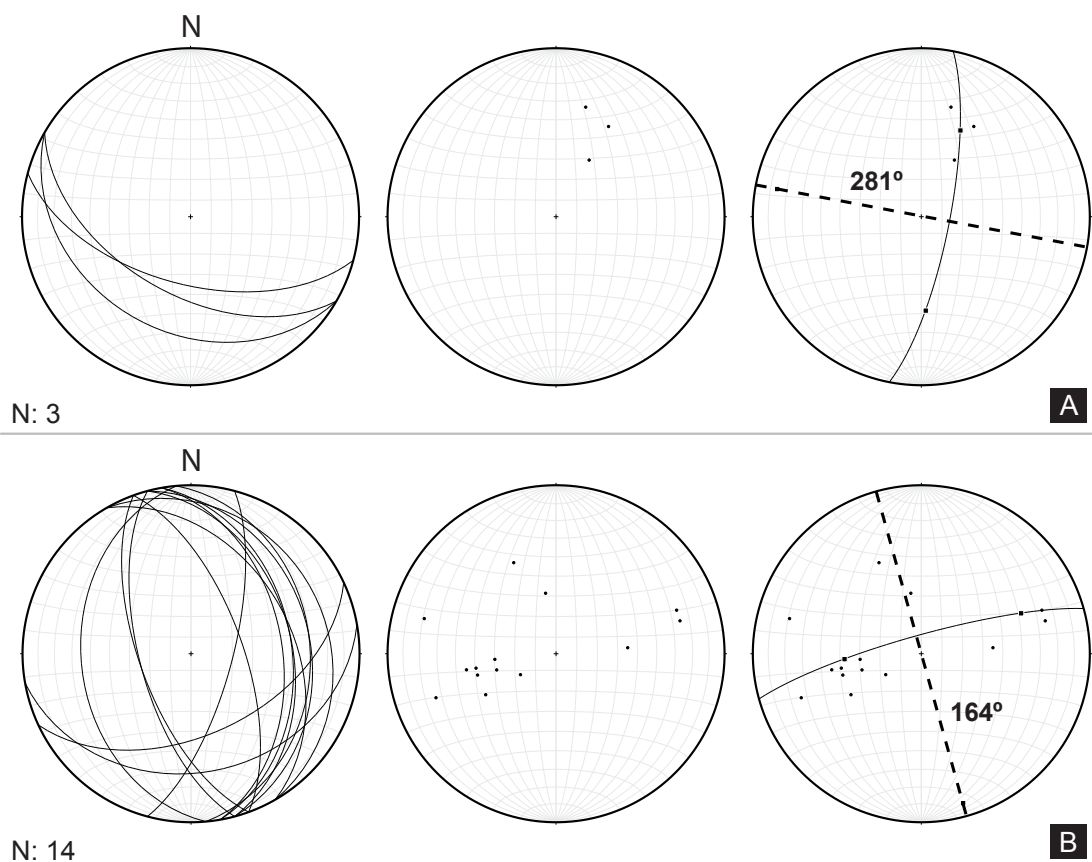


Figura 5.38. Estereogramas de pliegues sinsedimentarios en la Formación Puquio. A: *Slumps* sin replegar. B: *Slumps* replegados por una compresión local NE-SO. Las líneas discontinuas corresponden a los ejes de pliegues.

Igualmente, los bordes de las fallas normales ubicadas en el nivel superior muestran replegamiento NO-SE, tal como sucede también en el anticlinal de vergencia noreste que se observa en los depósitos de turbiditas (Fig. 5.39). Aquí, la dispersión polar de los *slumps* y convolutas indica una dirección de vergencia normal hacia el oeste, que es opuesta al del pliegue principal.



Figura 5.39. Vista SO-NE de *slumps* cuyos replegamientos tienen dirección 165°.

5.3. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

La temporalidad estructural evidencia el funcionamiento de cuatro movimientos cuyas direcciones de compresión máxima son ~N-S (Eoceno-Oligoceno), NE-SO (Mioceno inferior), NE-SO (Mioceno medio-superior) y ~O-E (Mioceno superior-Plioceno). De esta manera, se correlacionan con los eventos tectónicos regionales cenozoicos de Sebrer et al. (1988): **Inca 2, Aymara, transición Quechua 1-2 y Quechua 3**; respectivamente (Fig. 5.40). Cabe resaltar que la compresión paleógena ~N-S sólo se correlaciona con el evento Inca 2 en edad, más no en dirección de esfuerzos. Lo que sugiere una superposición de múltiples movimientos sobre el basamento Eoceno-Oligoceno que se produjo antes de la formación de la discordancia angular en la base de la Formación Puquio. A su vez, los movimientos neógenos dieron lugar a pliegues superpuestos por reacomodo tectónico. Donde las compresiones tectónicas locales en *slumps* son compatibles con los esfuerzos NE-SO para la transición de los eventos Quechua 1 y 2.

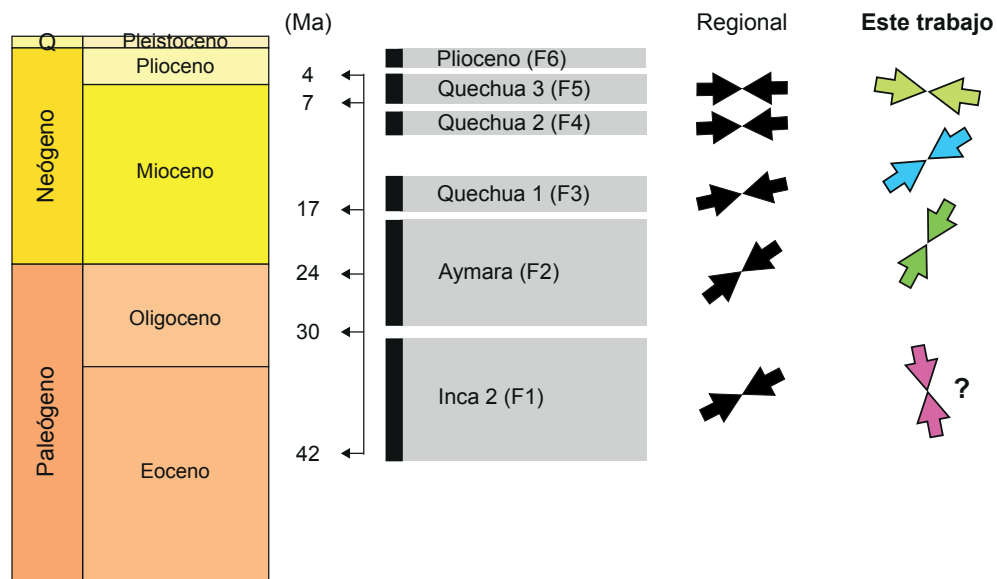


Figura 5.40. Correlación entre los eventos tectónicos de la margen andina durante el Paleógeno-Neógeno y los esfuerzos obtenidos para el área de estudio.

Por otro lado, las unidades mesozoicas-paleógenas de la planicie Nazca se encuentran levantadas respecto a las unidades miocenas de la depresión San José sur por medio de fallas inversas NO-SE. Este mismo estilo estructural está presente en las fallas del basamento Eoceno-Oligoceno, la base de la Formación Puquio y en el plegamiento regional de los miembros B y C; de forma similar que en los volcánicos Nazca, Sillapaca y Barroso inferior. Por lo que, estructuralmente, la ZIVA está representada por un conjunto heredado de fallas antiguas que han actuado en cada uno de los eventos reconocidos. Las que por la tectónica ocurrida desde el Paleógeno experimentaron una cinemática de rumbo, así como crearon nuevas estructuras por movimientos transpresivos y transtensivos locales.

6. EL DEPOCENTRO INTRAMONTAÑOSO PUQUIO

A partir de las interpretaciones anteriores, se resuelve que el depósito de ~1200m de sedimentos entre los eventos tectónicos Aymara y Quechua 3 estuvo influenciado por la erosión y subsidencia del basamento Eoceno-Oligoceno. De esta forma, la Formación Puquío ha sido dividida en secuencias granodecrecientes mayores (S1, S2 y S3). Las que presentan canales tractivos (CH) regionales en sus bases, y que en conjunto expresan la migración y/o progradación de facies hacia el oeste (Fig. 6.1).

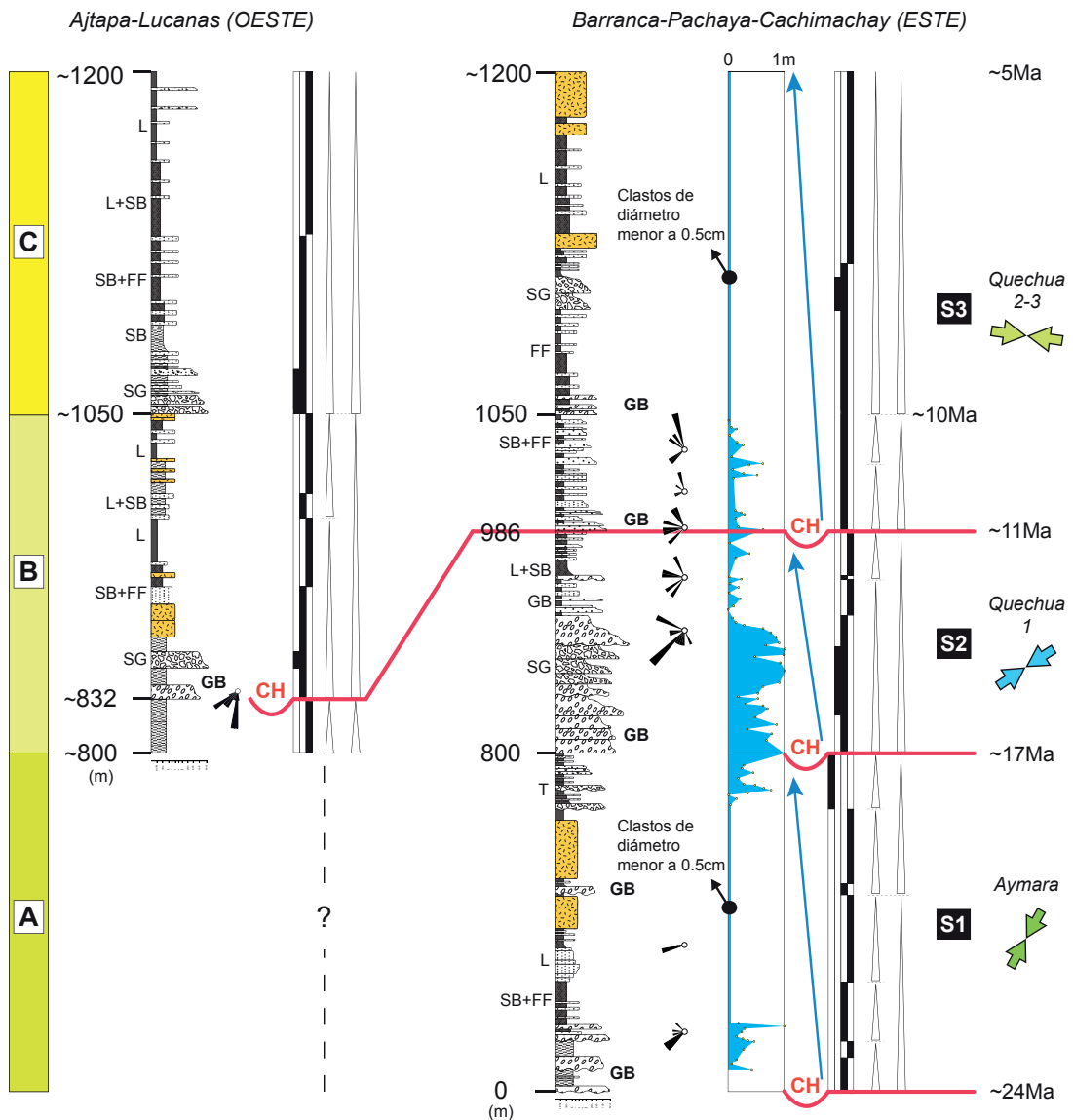


Figura 6.1. Evolución lateral de las facies de la Formación Puquío según las columnas registradas. Los cuadros en naranja representan a los niveles de ignimbritas.

Análogamente, estos rasgos sedimentológicos también se observan en la catarata Puzaqpacha, a 2km al suroeste de Andamarca. Aquí, la Formación Andamarca se compone de 300m de conglomerados y areniscas volcanogénicas que infrayacen a los volcánicos Barroso inferior datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 9.4Ma (Brandmeier, 2014). Así, se ha separado a esta unidad en dos secuencias granodecrecientes (Fig. 6.2).

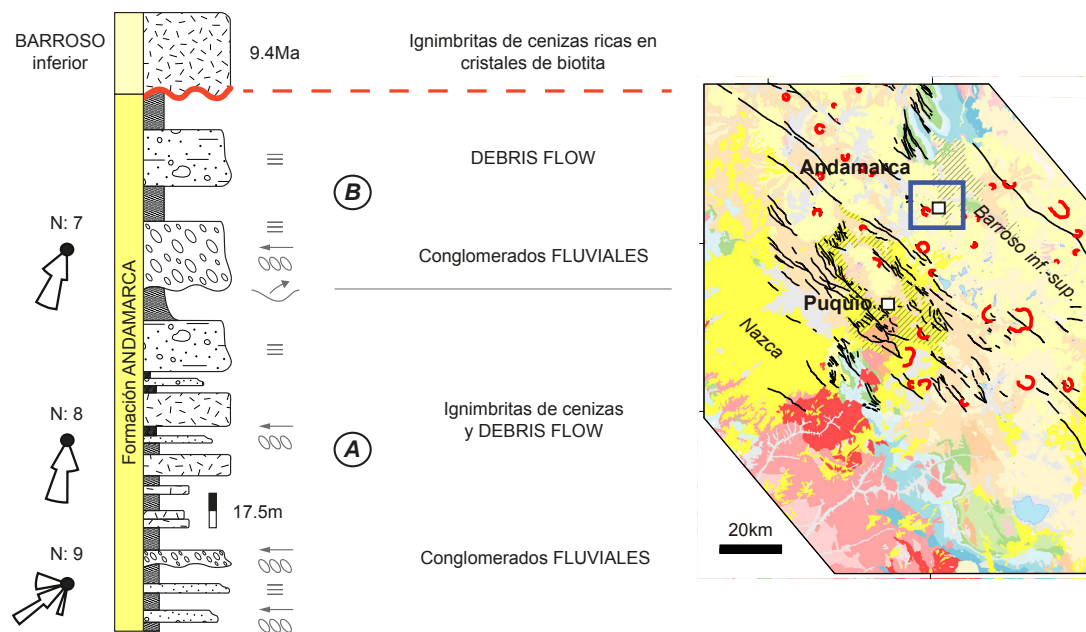


Figura 6.2. Formación Andamarca del Mioceno medio-Plioceno. La línea discontinua representa la discordancia en la base de los volcánicos Barroso inferior.

La primera (A) está compuesta por conglomerados de cantos fluviales con direcciones de paleocorrientes suroeste y sur; areniscas de fragmentos líticos; ignimbritas; y conglomerados de cantos masivos propios de abanicos aluviales (*debris flow*). La segunda (B) comienza con una superficie erosiva acanalada sobre la que yacen conglomerados de cantos fluviales con paleocorrientes hacia el sur, arcillas y conglomerados de cantos masivos interpretados como depósitos de abanico aluvial. Los clastos y fragmentos líticos para ambas secuencias pertenecen a las ignimbritas soldadas del basamento Eoceno-Oligoceno y a las areniscas cuarzosas del Grupo Yura.

De estas consideraciones se entiende que la sedimentación neógena de la ZIVA estuvo segmentada por altos geográficos que sirvieron como bloques estructurales limitados por sistemas de fallas regionales de rumbo. Los cuales han sido denominados como San José y Cceronta (Fig. 6.3).

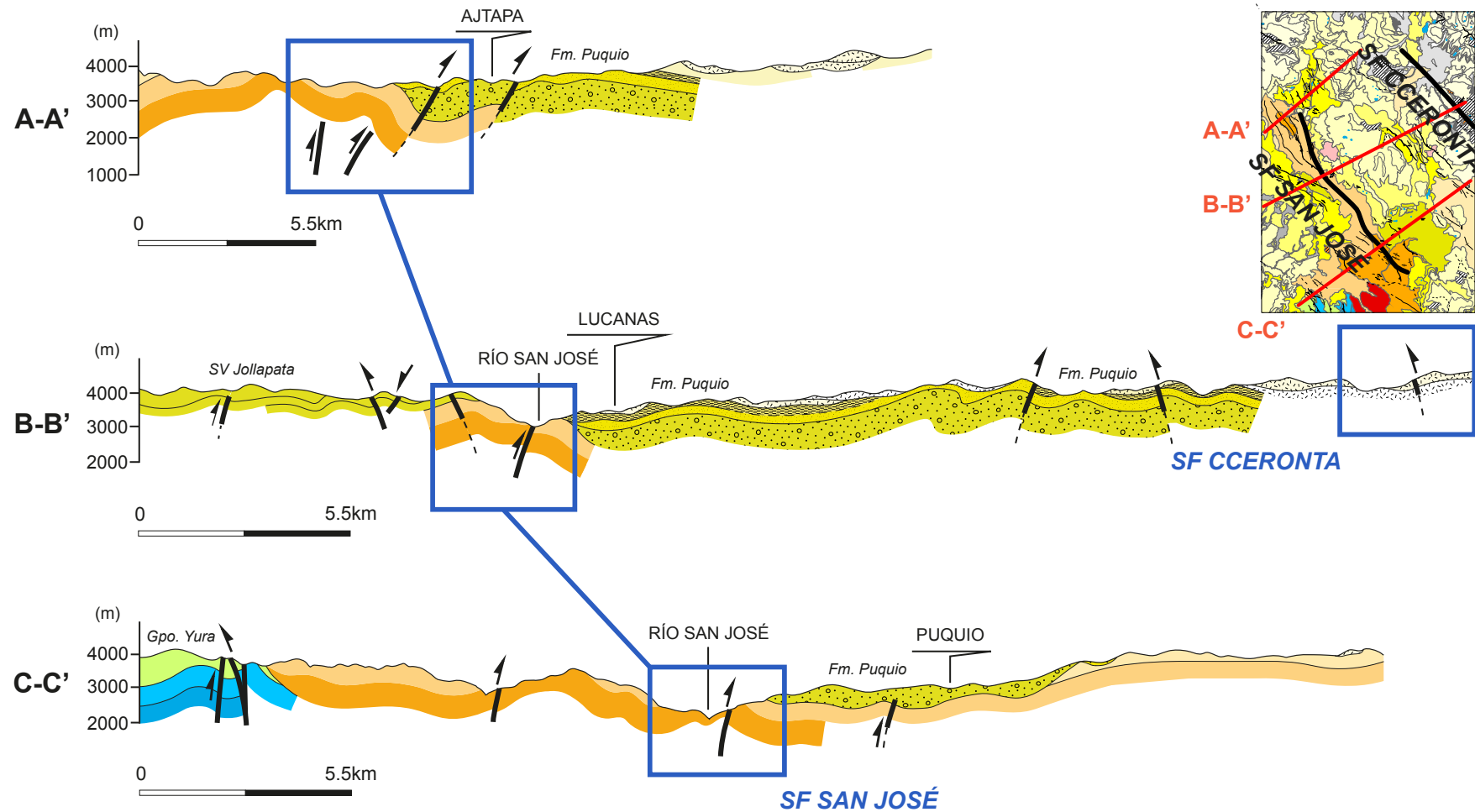


Figura 6.3. Secciones SO-NE a través de los sistemas de fallas San José y Cceronta en el área de estudio. La Formación Andamarca aflora hacia el este del SF Cceronta.

Por lo que este conjunto de fallas regionales controlaron la sedimentación de los sistemas progradantes (formaciones Puquio y Andamarca) y al magmatismo Mioceno-Plioceno en corredores paleogeográficos paralelos. De manera que las secuencias granodecrecientes S1, S2 y S3 de la Formación Puquio son parte de un relleno volcanogénico instaurado sobre un depocentro intramontañoso de dirección NO-SE. Al que se le ha dado el nombre de “Cuenca Puquio”, de edad miocena (Fig. 6.4).

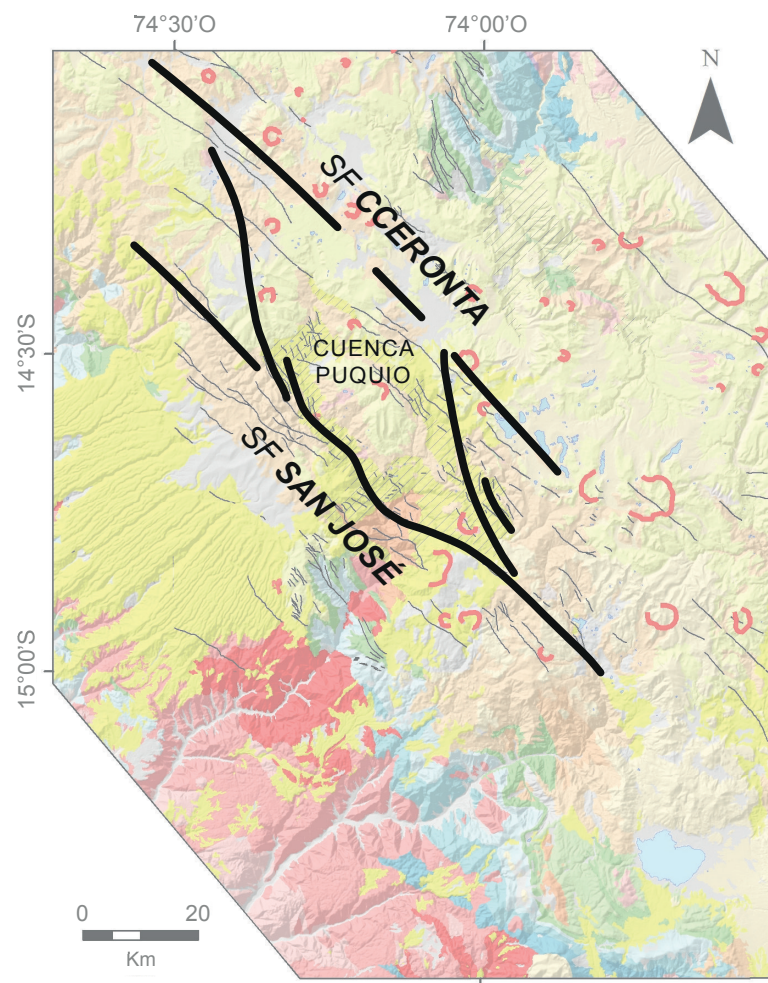


Figura 6.4. Ubicación de la Cuenca Puquio.

7. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA PUQUIO

Está basada en el análisis de las secuencias S1, S2 y S3. Las cuales evidencian la apertura, levantamiento, inversión y cierre de la Cuenca Puquio.

7.1. APERTURA DE CUENCA (~24-17Ma)

Se produjo durante la compresión NE-SO del evento Aymara (Fig. 7.1). La cual generó movimientos dextrales sobre los sistemas de fallas San José y Cceronta. Así como extensión de componente dextral en estructuras ~N-S lo que permitió a su vez la apertura NO-SE del depocentro. La cizalla ocurrida en el basamento Eoceno-Oligoceno a lo largo del sistema de fallas Cceronta permitió la migración suroeste de ríos meandriformes que desembocaron hacia el centro de la cuenca donde ya se había creado la subsidencia necesaria para el emplazamiento de lagunas (**secuencia S1**). La extensión ocurrida en esta zona provocó también la inestabilidad de los paleorelieves del basamento. Haciendo que los sedimentos sintectónicos se colapsaran por gravedad y que se concentren en corrientes de turbidez sobre terrenos de pendiente conspicua.

Asimismo, las paleocorrientes suroeste del Miembro A revelan que el bloque levantado adjunto al sistema de fallas San José no produjo erosión del basamento Eoceno-Oligoceno al interior de la cuenca. Por lo que representa un alto en el que predominó el magmatismo del Mioceno inferior (Alto Volcánico Nazca). Cuya erosión acarreó detritos hacia el oeste, reportados originalmente por Noble et al. (1979) como “conglomerados de la base del Grupo Nazca”.

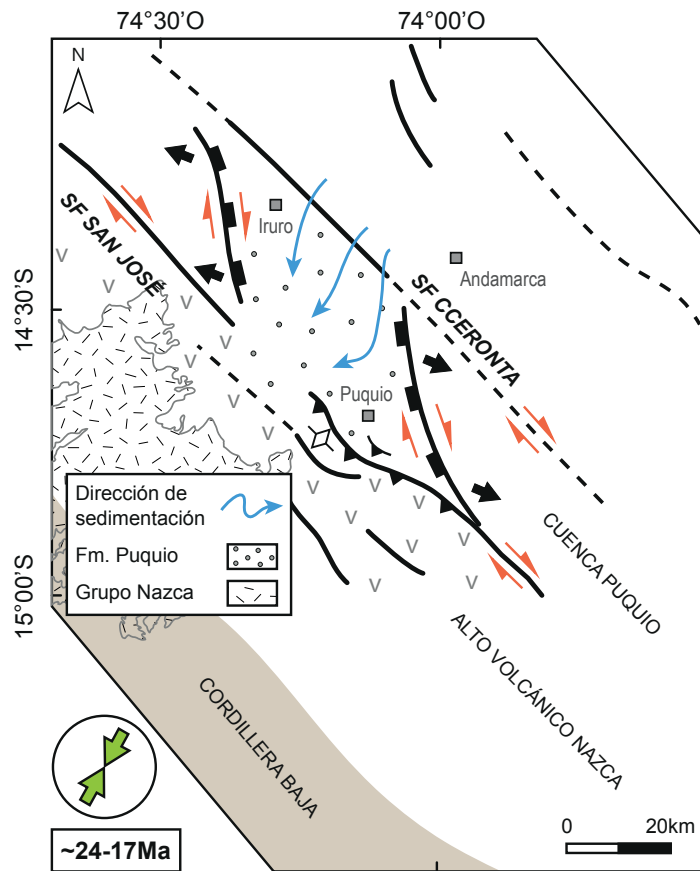


Figura 7.1. Geodinámica de la Cuenca Puquio a partir de la secuencia S1.

7.2. LEVANTAMIENTO DE CUENCA (~17-11Ma)

Se produjo durante la compresión NE-SO del evento Quechua 1 (Fig. 7.2). La cual produjo movimientos inversos sobre los sistemas de fallas San José y Cceronta. Así como movimientos dextrales en estructuras ~N-S, y plegamiento NO-SE en el basamento Eoceno-Oligoceno y el Miembro A. Esta deformación resultó en el levantamiento del Alto Estructural Incapacha, subsidencia del borde occidental del sistema de fallas Cceronta, y la progradación fluvial entrenzada que migró al suroeste (**secuencia S2**). Por lo que estos procesos marcaron el inicio de la sedimentación de las formaciones Caudalosa y Andamarca hacia el centro y el sector nororiental de la cuenca, respectivamente. A finales de este periodo, la ZIVA experimentó su máxima deformación durante la subducción de la Dorsal de Nazca, lo que se tradujo en el remodelamiento geomorfológico intramontañoso. De tal forma que los sistemas fluviales migraron de suroeste a norte.

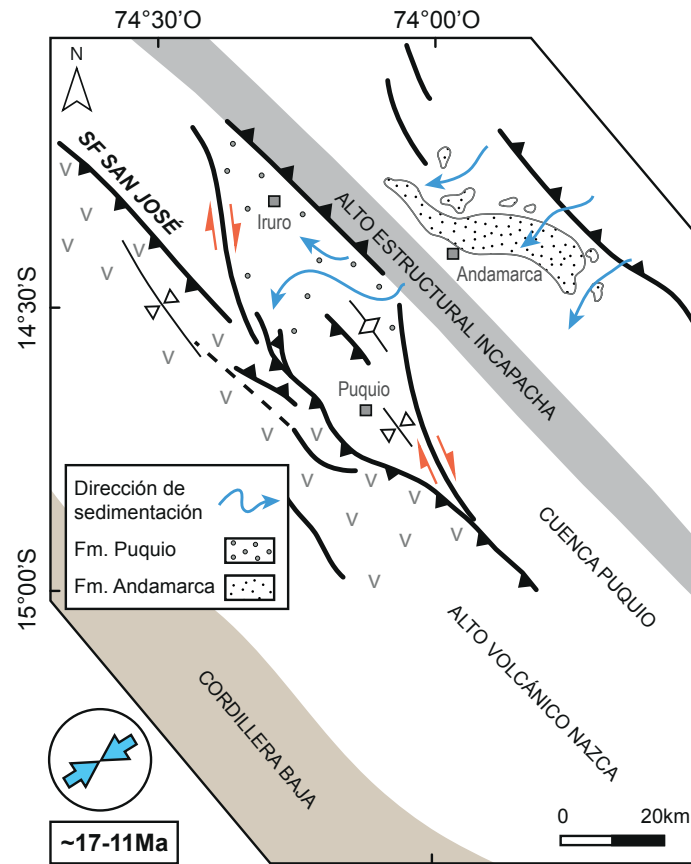


Figura 7.2. Geodinámica de la Cuenca Puquio a partir de la secuencia S2.

7.3. INVERSIÓN Y CIERRE DE CUENCA (~11-5Ma)

Se produjo en la transición de los eventos Quechua 2 y 3 (Fig. 7.3). La compresión ~O-E invirtió los movimientos de los sistemas de fallas principales, de inversos a sinestrales. De forma coetánea, se produjo el depósito de la **secuencia S3**, y de las formaciones Caudalosa y Andamarca. Por lo que representan la continuación de la sedimentación fluvial que migró hacia el norte desde los ~11Ma, y que pasó a ser lacustre asociada a canales meandriformes a finales del Mioceno. El plegamiento ~N-S al interior de la cuenca dió lugar al desprendimiento de detritos de los miembros A y B, así como al retrabajo de los volcánicos Sillapaca y Barroso inferior. De manera que la subsidencia disminuyó por colmatación de paleorelieves, lo que finalizó en el cese de la sedimentación y cierre eventual de la cuenca.

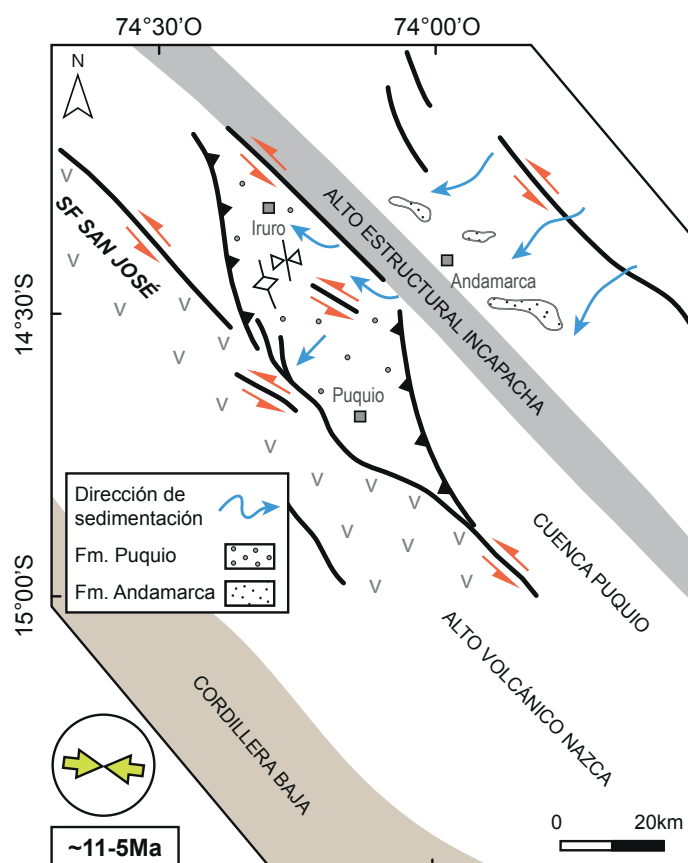


Figura 7.3. Geodinámica de la Cuenca Puquio a partir de la secuencia S3.

Por lo tanto, la configuración tectonosedimentaria de la Zona Intramontaña Volcánica de Ayacucho (ZIVA) se ha establecido según el esquema ilustrado en la figura 7.4.

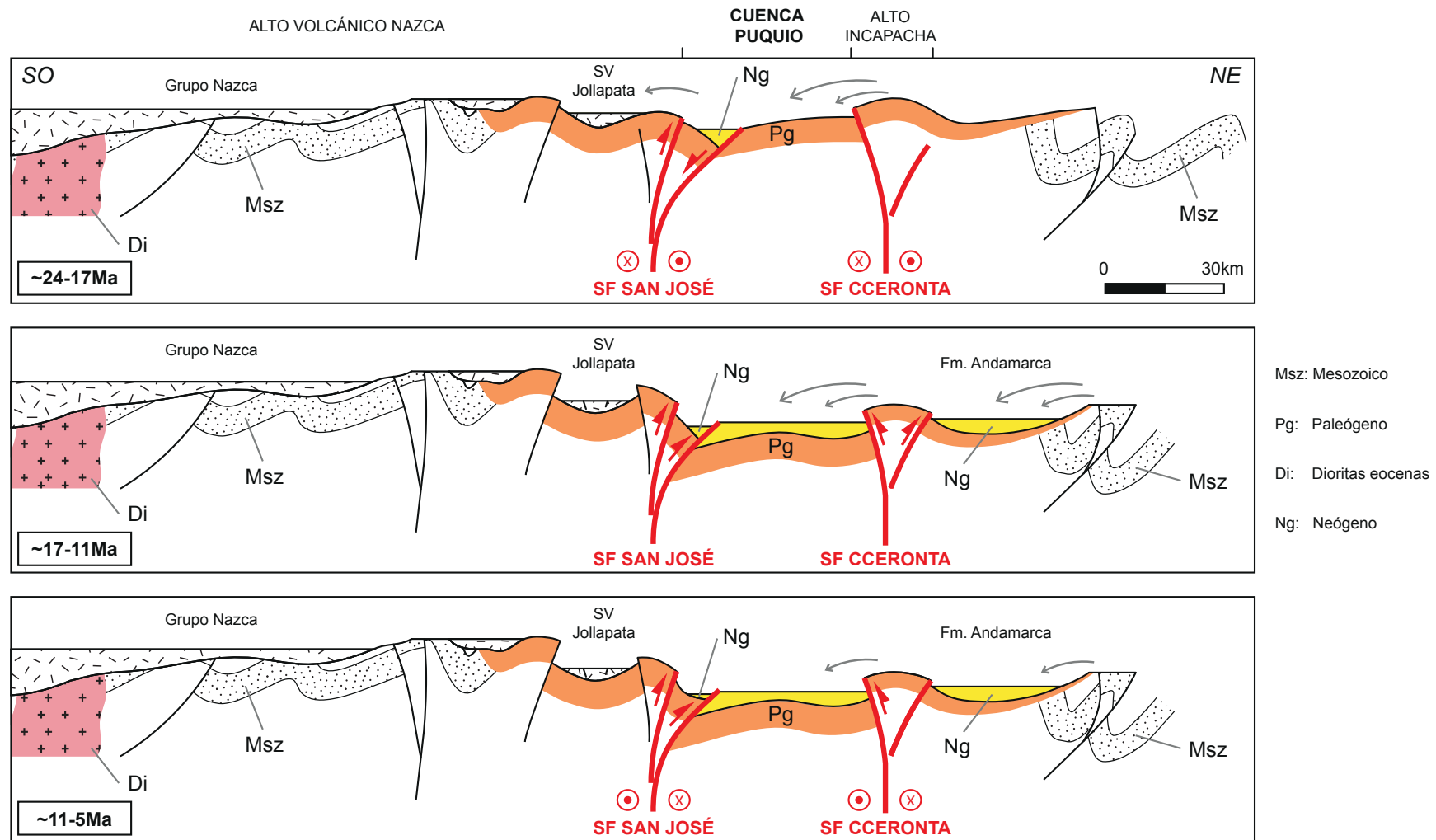


Figura 7.4. Evolución y segmentación tectonosedimentaria de la ZIVA.

8. DISCUSIÓN

La configuración tectonosedimentaria de la ZIVA revela que el desarrollo de la Cuenca Puquio (Fig. 8.1) se correlaciona en naturaleza y edad con las cuencas neógenas del centro (Wise y Noble, 2008) y sur del Perú (Marocco et al., 1995; Jaimes y Romero, 1996; Carlotto, 1998; Flores y Rodríguez, 1999; Cuellar, 2001; Cerpa y Meza, 2001; Torres, 2011). En base a que la evolución sintectónica fluvial y lacustre de las facies miocenas en la Cordillera Occidental y el Altiplano es comparable con la analizada en las secuencias S1, S2 y S3. Dicha evolución tuvo un intervalo de tiempo claramente definido entre el comienzo de la erosión de altos estructurales paleógenos y el cese de la sedimentación. El que regionalmente está caracterizado por la inversión y el cierre progresivo de cuencas a partir de la compresión ~O-E (Pardo-Casas y Molnar, 1987) desde los ~11Ma (Hampel, 2002).

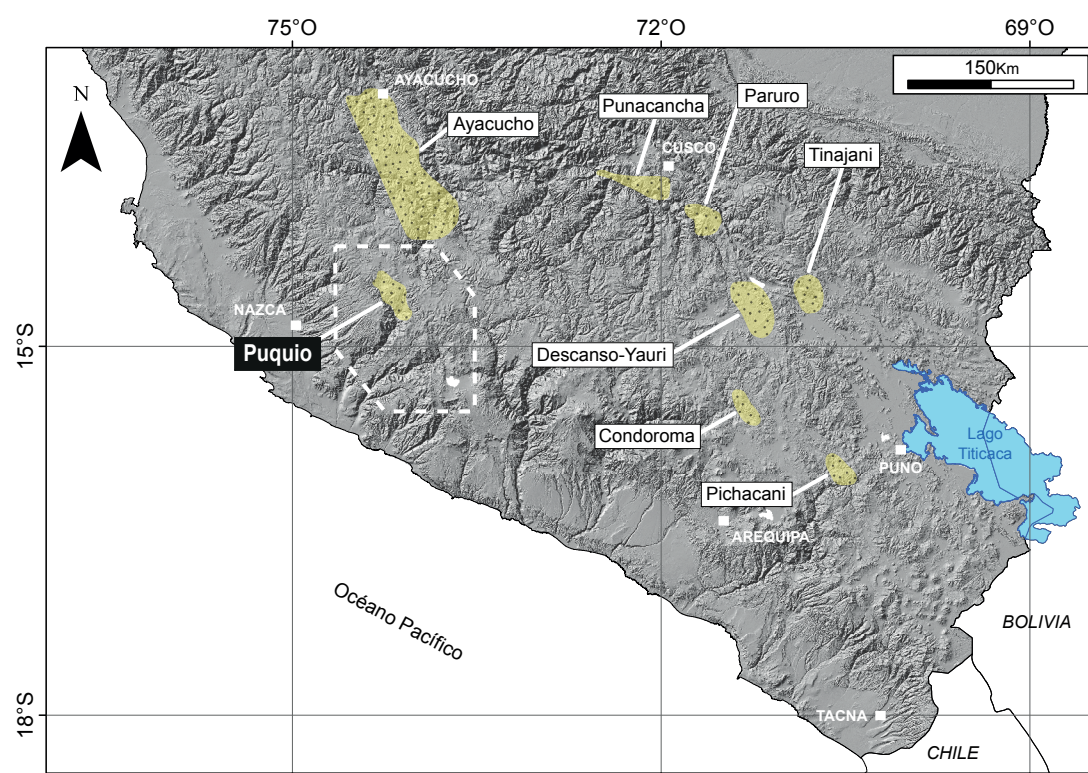


Figura 8.1. La Cuenca Puquio de la ZIVA (en líneas discontinuas) en el contexto regional de las cuencas neógenas del centro y sur del Perú. Tomado y modificado de Marocco et al. (1995), Carlotto (1998) y Torres (2011).

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

-Se pone en evidencia a la cuenca sinorogénica Puquio de edad miocena en la provincia de Lucanas, Ayacucho. Cuyo relleno está representado por la unidad sintectónica Puquio que se depositó en discordancia sobre el basamento sedimentario-volcánico plegado del Paleógeno. La sedimentología y cronología de esta cuenca hacen que sea correlacionable con otras de edad neógena ubicadas en la Cordillera Occidental y el Altiplano del Perú.

-Estructuralmente, la Cuenca Puquio estuvo limitada y controlada por los sistemas de fallas regionales de rumbo San José y Cceronta. Esta cuenca fue transtensiva a partir de los ~24Ma y desde los ~11Ma se invirtió hasta su cierre a finales del Mioceno.

-La Formación Puquio consta de aproximadamente 1200m de espesor y que a diferencia de estudios anteriores, se le describe como una unidad volcanogénica compuesta principalmente por conglomerados, areniscas volcanogénicas, limoarcillas e ignimbritas. Así, se le dividió en los miembros A, B y C. Los que de acuerdo a sus relaciones estratigráficas, tienen edades que oscilan entre los ~24-17Ma, ~17-10Ma y ~10-5Ma; respectivamente.

-Los miembros A, B y C están ligados a una sedimentación por sistemas lacustres y fluviales de energía baja y alta; que fueron coetáneos a los periodos en los que transcurrieron los magmatismos Nazca, Sillapaca y Barroso inferior.

-La abundancia de yeso en el miembro A indica su naturaleza evaporítica en un clima árido. Aspecto que se infiere para los miembros superiores ya que guardan similitud sedimentológica con el inferior. Asimismo, la deformación sinsedimentaria y los niveles de turbiditas evidencian la inestabilidad ocurrida en la cuenca, sobre todo durante la sedimentación de los miembros A y C.

-Los esfuerzos que actuaron sobre el basamento Eoceno-Oligoceno, la Cuenca Puquio y los volcánicos del Mioceno-Plioceno son correlacionables con los eventos Inca 2 (42-30Ma), Aymara (24-17Ma), transición Quechua 1-2 (17-7Ma) y Quechua 3 (7-4Ma) producto de la convergencia oblicua de las placas de Nazca y Sudamericana.

-Los esfuerzos ~N-S obtenidos en las microestructuras del Paleógeno no son comparables con la compresión NE-SO del evento Inca 2. Por lo que se interpreta que el basamento Eoceno-Oligoceno estuvo sometido a diferentes direcciones de esfuerzos que fueron previas al establecimiento de la Cuenca Puquio.

-El análisis tectonosedimentario permitió dividir a la Formación Puquio en las secuencias de orden mayor granodrecientes S1, S2 y S3. Cuyas bases corresponden a canales tractivos erosivos de amplitud regional. Estas variaciones secuenciales no coincidieron necesariamente con los límites litológicos. Pero que en contraste a dichos límites, ayudaron a reflejar una paleogeografía más aproximada del área de estudio y la ZIVA.

-La subsidencia de la Cuenca Puquio fue lenta y progresiva, tal como se aprecia en los cambios sedimentológicos de energía baja y alta. Por lo que no se la considera un *pull-apart*. De modo que es más apropiado tipificarla como un *releasing stepover* de escala cortical (Mann et al., 1983; Christie-Blick y Biddle, 1985; Sylvester, 1988; Aydin y Nur, 1985; Mann, 2007).

-Las rocas volcanogénicas de la Formación Caudalosa fueron parte de la sedimentación ocurrida en la Cuenca Puquio entre los ~17 y 5Ma. Por lo que dicha unidad es correlacionable con el Miembro B y la base del Miembro C de la Formación Puquio. Por otra parte, la Formación Andamarca, por presentar secuencias sedimentarias definidas y aflorar en un corredor paleogeográfico similar al de la Formación Puquio. Correspondería a otra cuenca intramontañosa más joven que la Cuenca Puquio. De manera que estudios complementarios confirmarían la veracidad de esta hipótesis.

-Se recomienda datar y realizar muestreos por geoquímica en las ignimbritas no soldadas de cenizas y biotitas de la Formación Puquio. Así como en las que ya están datadas para la Formación Andamarca, con el fin de indagar en la configuración tectonomagmática de la ZIVA.

-Finalmente, el estudio tectonosedimentario de las cuencas intramontañas neógenas del territorio peruano resulta importante para la comprensión de la orogenia andina moderna. Ya que este tipo de estudio puede relacionarse con otros de índole geomorfológica y/o económica.

REFERENCIAS

- ALEMÁN, A.; RAMOS, V. (2000). Northern Andes. In Tectonic evolution of South America (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). International Geological Congress, No. 31, 453-480. Río de Janeiro.
- ALLEN, P.; ALLEN, J. (2005). Basin Analysis: Principles and Applications. Second Edition. Blackwell Publishing, 549p.
- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N.C., FISHER, D. (2012). Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- ANDERSON, E.M. (1951). The Dynamics of Faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd, 241p.
- ANGELIER, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research 89 (B7), 5835-5848.
- ANGERMAN, D.; REIGBER, J.K.C (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters 171, 329-334.
- ATENCIO, E.; RAYMUNDO, S. (2001). Mapa geológico del cuadrángulo de Laramate (29n2), escala 1/50,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- AYDIN, A.; NUR, A. (1985). The types and role of step-overs in strike-slip tectonics. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. SEPM Special Publications 37, 35-44.
- BENAVIDES, V. (1962). Estratigrafía pre-Terciaria de la Región de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 38, 5-63.
- BOUMA, A.H. (1962). Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation, Elsevier, Amsterdam, 168p.
- BRANDMEIER, M. (2014). A remote sensing and geospatial statistical approach to understanding distribution and evolution of ignimbrites in the Central Andes with a focus on Southern Peru. Dissertation zur Erlangung des mathematisch-naturwissenschaftlichen Doktorgrades „Doctor rerum naturalium“ der Georg-August-Universität zu Göttingen, 175p.
- BRANDMEIER, M. (2010). Remote sensing of Carhuarazo volcanic complex using ASTER imagery in Southern Peru to detect alteration zones and volcanic structures-a combined approach of image processing in ENVI and ArcGIS/ArcScene. Geocarto International, First Published on: 14 October 2010 (iFirst).
- CALDAS, J., MONTOYA, M., GARCÍA, W. (1981). Mapa geológico del cuadrángulo de Puquio (30ñ), escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- CARLOTTO, V. (1998). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S) Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Thèse de doctorat. Université de Grenoble, 203p.

- CARLOTTO, V. (2013). Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics* 589, 195-219.
- CARROLL, A.R.; BOHACS, K.M. (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls: *Geology*, v. 27, No. 2, 99-102.
- CASTILLO, J.; BARREDA, J. (1973). Mapa geológico del cuadrángulo de Santa Ana (29ñ), escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- CASTILLO, J., BARREDA, J., VELA, CH. (1993). Geología de los cuadrángulos de Laramate y Santa Ana. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Perú. Boletín N°45, 1-66.
- CERECEDA, C., CERPA, L, MAMANI, M., TORRES, D., MUÑOZ., AGUILAR, R. (2010). Características geoquímicas del volcanismo cenozoico del sur del Perú en el sector Condoroma-Ocuviri: Implicancias en la estratigrafía volcánica y mineralización. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial N°9, Cusco. 911-914.
- CERPA, L., CERECEDA, C., TORRES, D., MUÑOZ, L., AGUILAR, R., MARTINEZ, J., SIESQUÉN, D., CHACÓN, A. (2012). Controles tectono-magmáticos en el Sur del Perú (72°-70°30', 14°-16°S). Implicancias metalogenéticas. XVI Congreso Peruano de Geología & SEG Conference. Resúmenes extendidos de la Sociedad Geológica del Perú.
- CERPA, L.; MEZA, P. (2001). Las Cuencas Neógenas del Sur del Perú: La Cuenca Descanso-Yauri (Mioceno). Tesis profesional. Universidad Nacional San Antonio de Abad, Cusco, 130p.
- CHRISTIE-BLICK, N.; BIDDLE, K.T. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, 1-35.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C., RAMOS, V. (1982). Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews* 18, 303-332.
- CUELLAR, F. (2001). Estratigrafía, sedimentología y tectónica de las series meso-cenozoicas del Cuadrángulo de Pichacani (33v), cuadrante II (SE), sur del Perú. Tesis profesional. Universidad Nacional San Antonio de Abad, Cusco, 86p.
- DE LA CRUZ, W.; DE LA CRUZ, M. (2001). Mapa geológico del cuadrángulo de Nasca (30n1 y 30n2), escala 1/50,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- DE VICENTE, G., MUÑOZ, A., GINER, J.L. (1992). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4). pp. 7-19.
- DÍAZ, G.; MILLA, D. (2001). Mapa geológico del cuadrángulo de Nasca (31o) y Jaqui (31ñ), escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.

- JAILLARD, E., HERAIL, G., MONFRET, T., DIAZ MARTINEZ, E. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Tectonic evolution of South America, in Cordani Umberto, G., Milani Edison, J., and Thomaz Filho, D. A., eds., Tectonic Evolution of South America: Rio de Janeiro, Brazil 31st International Geological Congress, 481-559.
- EINSELE, G. (1992). Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer-Verlag, 628p.
- ENGDAHL, E.R.; VAN DER HILST, R.D., BERROCAL, J. (1995). Imaging of subducted lithosphere beneath South America. Geophysical Research Letters, Vol. 22, No. 16. 2317-2320.
- EUGSTER, H.P.; HARDIE, L.A. (1975). Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak member of the Green River Formation of Wyoming. Geological Society of America Bulletin, 86, 319-334.
- FLORES, T.; RODRÍGUEZ, R. (1999). Las cuencas neógenas del sur del Perú. La Cuenca Tinajani. Evolución Sedimentológica, Estratigráfica, Paleogeográfica y Tectónica (Ayaviri, Puno). Tesis profesional. Universidad Nacional San Antonio de Abad, Cusco.
- FORNARI, M., BALDELLÓN, E., ESPINOZA, F., IBARRA, I., JIMÉNEZ, N., MAMANI, M. (2002). Ar-Ar dating of late Oligocene-early Miocene volcanism in the Altiplano, in 5th International Symposium on Andean Geo dynamics: Paris, Institut de recherche pour le développement and Université Paul Sabatier, Extended abstract, 223-226.
- FOSSEN, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Press. 463p.
- GALLOWAY, W.E. (1981). Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal Plain fluvial systems. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 31, 127-155.
- GUTSCHER, M.A., OLIVET, J.L., ASLANIAN, D., EISSEN, J.P., MAURY, R. (1999). The "Lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru?. Earth and Planetary Science Letters, v. 171, 335-341.
- GUTSCHER, M.A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H., ENGDAHL, E.R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics, v. 19, 814-833.
- HAMPEL, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. Earth and Planetary Science Letters 6378, 1-15.
- HORTON, B.K. (2012). Cenozoic evolution of hinterland basins in the Andes and Tibet. In: Busby, C.J., Azor, A. (Eds.). Recent advances in Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, 427-444.
- HORTON, B.K. (2005). Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. Tectonics, Vol. 24, TC3011: 1-18.
- INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO (2013). Mapa geológico del cuadrángulo de Puquio (hojas 30ñ1, 30ñ2, 30ñ3 y 30ñ4), escala 1/50,000. Versión digital web GEOCATMIN de agosto del 2013.

- JAILLARD, E.; SOLER, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18 degrees S) and its relations to geodynamics In: Geodynamics of the Andes. Tectonophysics, v. 259, 41-53.
- JAILLARD, E.; ARNAUD-VANNEAU, A. (1993). The Cenomanian-Turonian transition on the Peruvian margin. Cretaceous Research 14, 585-605.
- JAIMES, F.; ROMERO, D. (1996). Las cuencas sinorogénicas de la región del Cusco. La cuenca Paruro (Mioceno superior). Tesis profesional. Universidad Nacional San Antonio de Abad, Cusco.
- JENKS, W.F. (1948). Geología de la Región Arequipa al 1:200,000. Instituto Geológico del Perú. Boletín N°9, 204p.
- JORDAN, T.E., ISACKS, B.L., RAMOS, V.A., ALLMENDINGER, R.W. (1983). Mountain Building in the Central Andes. Episodes, 3: 20-26.
- KLINCK, B.A., ELLISON, R.A., HAWKINS, M.P. (1986). The Geology of the Cordillera Occidental and Altiplano West of Lake Titicaca, Southern Peru: Lima, Peru, Instituto de Geología, Minería y Metalurgia, preliminary report, 353p.
- LEÓN, W.; TORRES, V. (2001). Mapa geológico del cuadrángulo de Acari (31n), escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- MAMANI, M., WÖRNER, G., SEMPERE, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. Geological Society of America Bulletin, 2010, 122 (1-2), 162-182.
- MANN, P. (2007). Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: Cunningham, W.D., Mann, P. (Eds.), Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends. Geological Society, London, Special Publications 290, 13-142.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C., BURKE, K. (1983). Development of pull-apart basins. Journal of Geology 91, 529-554.
- MAROCCO, R., LAVENU, A., BAUDINO, R. (1995). Intermontane Late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru- Sedimentologic and tectonic characteristics, in Tankard, A.J., Suarez Soruco., and Welsink, H.J., eds., Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 597-613.
- MARRETT, R.A.; ALLMENDINGER, R.W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data: Journal of Structural Geology, v. 12, 973-986.
- MCCAFFREY, R., ZWICK, P., BOCK, Y., PRAWIRODIRDJO, L., GENRICH, J., STEVENS, C., PUNTODEWO, S., SUBARYA, S. (2000). Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: geodetic observations and numerical modeling. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, No. B12, pages 28, 363-28-376.
- MCCLAY, K.R. (1987). The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook. John Wiley & Sons, 161p.

- MCKEE, E.H.; NOBLE, D.C. (1982). Miocene Volcanism and Deformation in the Western Cordillera and High Plateaus of South-Central Peru: Geological Society of America Bulletin, v. 93, 657-662.
- MCLAUGHLIN, D.H. (1929). Review of Steinmann's Geologie von Peru: Economic Geology, v. 24, 664-669.
- MCNULTY, B.A., FARBER, D.L., WALLACE, G.S., LOPEZ, R., PALACIOS, O. (1998). Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru: Geology, v. 26, 827-830.
- MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. (1993). Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 191p.
- MEGARD, F. (1984). The Andean Orogenic Period and Its Major Structures in Central and Northern Peru: Journal of the Geological Society, v. 141, 893-900.
- MEGARD, F., NOBLE, D.C., MCKEE, E.H., BELLON, H. (1984). Multiple Pulses of Neogene Compressive Deformation in the Ayacucho Intermontane Basin, Andes of Central Peru. Geological Society of America Bulletin, v. 95, 1108-1117.
- MIALL, A. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth. Sci. Rev. 22: 261-308.
- MIALL, A. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 597-604.
- MONTOYA, M., GARCÍA, W., CALDAS, J. (1994). Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palta, Nazca y Puquio. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Perú. Boletín N°53, 1-100.
- MPODOZIS, C.; RAMOS, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T., and Reinemud, J. A., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences, v. 11, p. 59-90.
- MUÑOZ, L., SIESQUÉN, D., NAVARRO, J., AGUILAR, R., CERPA, L., MARTÍNEZ, J. (2012). Sedimentología de la Formación Caudalosa (Mioceno) Sector Chirihuasi, Ayacucho. Primeros resultados. XVI Congreso Peruano de Geología & SEG Conference. Resúmenes extendidos de la Sociedad Geológica del Perú.
- NICHOLS, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy. Second edition. Wiley-Blackwell. 419p.
- NOBLE, D., MCKEE, E. H, FARRAR, E., PETERSEN, U. (1974). Episodic Cenozoic Volcanism and Tectonism in the Andes of Peru. Earth and Planetary Science Letters, 21, 213-220.
- NOBLE, D.C., FARRAR, E., COBBING, E.J. (1979). Nazca Group of South-Central Peru-Age, Source, and Regional Volcanic and Tectonic Significance: Earth and Planetary Science Letters, v. 45, 80-86.
- NOBLET, C., LAVENU, A., MAROCCO, R. (1996). Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. Tectonophysics 255, 65-78.

- NODA, A. (2013). Strike-Slip Basin-Its Configuration and Sedimentary Facies. <http://www.intechopen.com>
- NORABUENA, E., LEFFLER-GRIFFIN, L., MAO, A.L., DIXON, T., STEIN, S., SACKS, I.S., OCOLA, L., ELLIS, M. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes: *Science*, v. 279, 358-362.
- PARDO-CASAS, F.; MOLNAR, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Volume 6, Issue 3, 233-248.
- PERELLÓ, J., CARLOTTO, V., ZARATE, A., RAMOS, P., POSSO, H., CABALLERO, A. (2003). Porphyry-style alteration and mineralization of the middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cusco region, Peru: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, 1575-1605.
- PILGER JR., R.H. (1983). Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. In: Cabré, R., Ed., *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean, and Scotia Arcs.: Geodynamics*, v.9, 113-125.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill, 567p.
- READING, H. (1986). Facies. In: Reading, H (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies* (2nd Edition), pp. 4-19. Blackwell, Oxford.
- ROPERCH, P., CARLOTTO, V., RUFFET, G., FORNARI, M. (2011). Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics* 30 (2): 23p.
- SAINT BLANQUAT, M., TIKOFF, B., TEYSSIER, C., VIGNERESSE, J.L. (1998). Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Geological Society, London, Special Publications* 135, 327-340.
- SALAZAR, H.; LANDA, C. (1993). Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chinchá, Tantará y Castrovirreyna. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Boletín N°44, 1-96.
- SALAZAR, H.; LANDA, C. (1970). Mapa Geológico del cuadrángulo de Castrovirreyna (29m), escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- SANDEMAN, H., CLARK, A., FARRAR, E. (1995). An Integrated Tectono-Magmatic Model for the Evolution of the Southern Peruvian Andes (13-20°S) since 55Ma. *International Geology Review*, Volume 37, Issue 12, 1039-1073.
- SCHUMM, S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. *SEPM Special Publication* 31, 19-29.
- SCHUMM, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338p.
- SEBRIER, M., LAVENU, A., FORNARI, M., SOULAS, J.-P. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia, and Northern Chile) from Eocene to Present: *Géodynamique*, v. 3, 85-106

- SEMPERE, T.; JACAY, J. (2008). Anatomy of the Central Andes: Distinguishing between western, magmatic Andes and eastern, tectonic Andes, in 7th International Symposium on Andean Geodynamics: Paris, Institut de recherche pour le développement and Université Nice Sophia Antipolis, Extended abstracts, 504-507.
- SEMPERE, T.; JACAY, J. (2007). Synorogenic extensional tectonics in the forearc, arc and southwest Altiplano of southern Peru: Eos (Transactions, American Geophysical Union), v. 88, no. 23, Joint Assembly supplement, abstract U51B-04.
- SOLER, P.; BONHOMME, M.G. (1990). Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Cretaceous to Present, in Kay, S.M., and C.W., R., eds., Plutonism from Antarctica to Alaska, Volume 241, Geological Society of America, 173-191.
- SOMOZA, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40My: implications for mountain building in the central Andean Region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, 211-215.
- STEINMANN, G. (1929). *Geologie von Peru*. Heidelberg: Carl Winters Universitäts Buchhandlung, 448p.
- SYLVESTER, A.G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1293-1309.
- TORRES, D. (2011). Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la Cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, Sur del Perú. Tesis profesional. Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 176p.
- TORRES, D., MUÑOZ, L., AYALA, L., COBA, L., MARTÍNEZ, J., CERPA, L. (2014). Estructuras extensionales en un ambiente transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el Sistema de Fallas Nazca, Puquio. XVII Congreso Peruano de Geología.
- UDDEN, J.A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, v. 25, 655-744.
- UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS (2001). Revisión y actualización de los mapas geológicos de los cuadrángulos de Santa Ana (29ñ), Querobamba (29o), Puquio (30ñ) y Chaviña (30o). Escala 1/100,000. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. Carta Geológica del Perú.
- WALDRON, J.W.F. (2005). Extensional fault arrays in strike-slip and transtension. *Journal of Structural Geology* 27, 23-34.
- WALTHER, J. (1894). *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*: Jena, Gustav Fischer, 1055p.
- WENTWORTH, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, 377-392.
- WISE, J.M.; NOBLE, D.C. (2008). Late Pliocene inception of external drainage and erosion of intermontane basins in the highlands of Central Perú. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (1-2), 73-91.
- YÁÑEZ, G.; RANERO, C. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, No. B4, 6325-6345.